

**UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS**

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA,  
METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA**

**E.A.P. DE INGENIERÍA GEOLÓGICA**

**Reconstrucción de la historia tectonotermal del  
Complejo Huaytapallana mediante geocronología de  
U-Pb en minerales accesorios**

**TESIS**

Para optar el Título Profesional de Ingeniero Geólogo

**AUTOR**

Giovanni Edson Pedemonte Castro

**ASESOR**

Hugo Rivera Mantilla

Lima - Perú

2016

---

**Jurado:**

**Mag. Ciro Bedia Guillén**

**Mag. Jorge Chira Fernández**

**Mag. Maritza Cantorín Vélchez**

**Asesor:**

**Mag. Hugo Rivera Mantilla**

---



**Auspicio académico:**



**Trinity College Dublin**

Coláiste na Tríonóide, Baile Átha Cliath

The University of Dublin

School of Natural Sciences - Department of Geology

**Proyecto financiado por:**



Grant No. 12/IP/1663

*“No solo practiques tu arte,  
sigue su camino hasta adentrarte en sus secretos,  
ya que, con esto, y el conocimiento,  
el hombre puede acercarse a lo divino”*  
**Ludwig van Beethoven**



Portada: Fotografía tomada durante el trabajo de campo en la Cordillera del Huaytapallana, expresión del macizo metamórfico del mismo nombre, frente al Nevado Lasuntay (junio del 2013)

*A la memoria de Manuel Gamarra Vega*  
*(1991-2015)*

# Agradecimientos

Este trabajo de investigación no se hubiera podido completar sin el apoyo de muchas personas. En primer lugar, presentar mis agradecimientos al PhD. David Chew, quien a través de los fondos del Science Foundation Ireland (SFI) me dió la oportunidad de realizar los análisis isotópicos en Irlanda, y permitir integrarme a su equipo de trabajo en el Trinity College Dublin. Los momentos de conversaciones geológicas, su supervisión, colaboración y guía en este trabajo, son definitivamente invaluable. Agradezco al geólogo Eoghan Corbett por sus pacientes y detalladas explicaciones durante el mes y medio que tomó la preparación de las muestras en las instalaciones del Museum Building en Trinity. También debo agradecer al PhD. Christopher Mark por sus enseñanzas en el procesamiento de la información isotópica, y por las muchas e interesantes conversaciones que tuvimos tratando de darle un 'sentido geológico' a la información que teníamos en pantalla; debo a él mucho de lo aprendido en cuanto a la interpretación de los datos geocronológicos. Al resto del equipo de trabajo: a la Dra. Isadora Alberti, al Dr. Nathan Cogné, al Dr. Gary O'Sullivan y al Dr. Daniel Döpke, un agradecimiento por su amistad, apoyo, sugerencias y comentarios durante mi estadía en Dublín. Agradezco al Dr. Carlos Cabrera, Decano de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, y al Mag. Ciro Bedia, Director de la Escuela de Ingeniería Geológica, quienes aprobaron el apoyo económico de parte de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, que me permitió viajar a Irlanda.

Mis agradecimientos especiales van hacia el Mag. Hugo Rivera Mantilla, quien fuera mi primer profesor de geología en la universidad y un profesional a quien respeto y estimo, le doy las gracias por brindarme su importante asesoría en la redacción y revisión de esta tesis.

Durante las campañas de campo recibí el apoyo de muchas personas que, gustosos de aprender, y contagiados por la magia de la Cordillera del Huaytapallana, me acompañaron y ayudaron desinteresadamente en el trabajo de campo. Melissa Bustos nos facilitó una acogedora casa en Huancayo, y Gustavo Payano en Concepción, gracias a ellos se simplificó la logística en gran medida, por lo que les ofrezco un agradecimiento especial y sincero. Al trabajo de campo asistieron muchos compañeros y amigos geólogos: Michael Varillas, Anthony Cadillo, Luis Ángel Díaz, Edison Morales, Jorge Espejo, Álvaro Gómez, Juan Huamán, Martin Castillo, Arnold Melgarejo y Gustavo Miranda, a quienes agradezco por su tiempo y entusiasmo.

Finalmente, y no menos importante: a mis padres, por su apoyo continuo, por creer en mi y en mis ideales, que ahora se ven reflejados en esta obra, la cual también es fruto de su esfuerzo y dedicación.

# Contenido

<b>Capítulo 1 Introducción.....</b>	<b>1</b>
1.1 Situación Problemática.....	1
1.2 Formulación del Problema.....	4
1.3 Justificación.....	4
1.4 Objetivos .....	4
1.4.1 Objetivos Generales.....	4
1.4.2 Objetivos Específicos .....	4
1.5 Etapas del Estudio.....	5
1.6 Hipótesis y Variables .....	7
1.6.1 Hipótesis.....	7
1.6.2 Identificación de Variables.....	7
1.7 Indicadores .....	7
<b>Capítulo 2 Marco Teórico.....</b>	<b>8</b>
2.1 Antecedentes de la Investigación.....	8
2.2 Bases Teóricas .....	9
2.2.1 El núcleo atómico y la radiactividad .....	9
2.2.2 Isótopos .....	9
2.2.3 Geocronología isotópica de U-Pb.....	11
2.2.4 Desintegración de U y Th en Pb .....	13
2.2.5 Ecuaciones de Edad .....	15
2.2.6 Visualización de la información de U-Th-Pb .....	18
2.2.7 Causas de la discordancia en el sistema U-Th-Pb .....	22
2.2.8 Técnicas de Medición.....	31
2.2.9 Precisión y Exactitud de la Geocronología U-Th-Pb.....	44
2.2.10 Aplicaciones: El presente y futuro de la Geocronología U-Th-Pb .....	57
<b>Capítulo 3 Contexto Geológico .....</b>	<b>69</b>
3.1 Ubicación y Accesibilidad .....	69
3.2 Geología Regional.....	70
3.3 Geología Local .....	73
3.3.1 Basamento Paleozoico: Complejo Huaytapallana .....	73
3.3.2 Unidades sedimentarias del Paleozoico .....	74
3.3.3 Unidades sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico.....	74
3.3.4 Magmatismo Paleozoico .....	74
<b>Capítulo 4 Petrología y Mineralogía .....</b>	<b>85</b>
4.1 Generalidades .....	85
4.2 Metamorfismo .....	86
4.2.1 Facies de esquistos verdes – zona de biotita.....	86
4.2.2 Facies de anfibolitas – zonas de granate, biotita y sillimanita.....	88

4.2.3	Facies de granulitas – zonas de feldespatos potásico, biotita, cordierita y granate .....	89
4.3	Magmatismo .....	94
<b>Capítulo 5 Procedimientos Analíticos e Instrumentación.....</b>		<b>97</b>
4.3	Preparación de muestras.....	97
4.3.1	Molienda .....	97
4.3.2	Primera etapa de separación: lavado .....	97
4.3.3	Segunda etapa de separación: separación magnética .....	99
4.3.4	Tercera etapa de separación: Separación gravimétrica usando líquidos pesados.....	100
4.3.5	Selección de minerales.....	103
4.3.6	Montaje en Resina Epóxica.....	107
4.3.7	Análisis en Microscopía Electrónica con Imágenes de Catodoluminiscencia .....	111
4.3.8	Espectrometría de Masas con fuente de ICP mediante Ablación Láser .....	112
<b>Capítulo 6 Resultados .....</b>		<b>118</b>
6.1	Geocronología de U-Pb .....	118
<b>Capítulo 7 Discusión e Interpretación .....</b>		<b>133</b>
7.1	Síntesis de la historia magmática y metamórfica en la Cordillera Oriental del Perú .....	133
7.1.1	Reconstrucción de la historia tectonotermal del Complejo Huaytapallana.....	133
7.1.3	Balsas – Callangate (Figura 7.1a) .....	135
7.1.4	Sitabamba – Pomabamba (Figura 7.1b) .....	136
7.1.5	Pataz – Parcoy (Figura 7.1c) .....	136
7.1.6	Huánuco – La Unión (Figura 7.1d) .....	138
7.1.7	Pacococha (Figura 7.1e).....	139
7.1.8	Tapo (Figura 7.1f).....	139
7.1.9	Transecto Tarma – La Merced (Figura 7.1g) .....	140
7.2	Evolución Proto-andina de la Cordillera Oriental del Perú.....	141
7.2.1	Evolución pre-Fanerozoico .....	141
7.2.2	Metamorfismo Famatiniano Temprano (480 Ma) .....	142
7.2.3	Metamorfismo Famatiniano Tardío (435 Ma) .....	145
7.2.4	Silúrico Superior – Carbonífero Inferior (420 – 325 Ma) .....	146
7.2.5	Metamorfismo Gondwánide Temprano (315 Ma) .....	147
7.2.6	Metamorfismo Gondwánide Tardío (260 Ma) .....	148
7.2.7	Origen del metamorfismo Gondwánide en la Cordillera Oriental del Perú.....	149
<b>Conclusiones.....</b>		<b>151</b>
<b>Recomendaciones.....</b>		<b>152</b>
<b>Referencias Bibliográficas.....</b>		<b>153</b>
<b>Anexo I Petrográfico.....</b>		<b>181</b>
<b>Anexo II Tablas .....</b>		<b>197</b>

# Resumen

La Cordillera Oriental del Perú, representa uno de los más extensos (> 1200 km) cinturones magmático-metamórficos del Paleozoico, expuesto en la margen Andina del continente Sudamericano. En este estudio se examina la evolución tectonotermal de un segmento clave del basamento metasedimentario de la Cordillera Oriental del Perú (el Complejo Huaytapallana) y se demuestra que ha experimentado un evento orogénico de alto grado no antes documentado, ocurrido hace 260 Ma (Pérmico medio), basado en dataciones de U-Pb y Th-Pb en monacitas provenientes de paragneises, y dataciones U-Pb en anillos de recrecimiento de zircones encontrados en el leucosoma, consistente con el crecimiento de rutilo metamórfico en los 255 Ma en las unidades de bajo grado. La información de U-Pb en apatitos (260 a 230 Ma) en todas las unidades es consistente con el enfriamiento a partir del pico de metamorfismo en los 260 Ma. La geocronología de U-Pb en zircones de los plutones pre-tectónicos dió edades que varían entre los 302 Ma a los 260 Ma. Esta información geocronológica es complementada con datos de edades U-Pb en zircones de otros segmentos a lo largo de la Cordillera Oriental del Perú. Una síntesis regional de las restricciones geocronológicas existentes de la Cordillera Oriental del Perú demuestra que la margen ha experimentado una historia orogénica policíclica. La deformación y el magmatismo ocurrido en los 480 Ma y 435 Ma durante el ciclo orogénico Famatiniano, fue seguido por una pausa en el magmatismo y metamorfismo entre el Silúrico Tardío al Carbonífero Temprano (420 a 350 Ma), y finalizó con el metamorfismo y magmatismo Gondwánide entre los 315 y los 260 Ma. Estas fases orogénicas, Gondwánide y Famatiniana, pueden correlacionarse en la margen Proto-Andina de Argentina y Chile, y, por tanto, tienen una extensión regional. La evolución de la margen Proto-Andina se explica entonces de una mejor forma por cambios en la reorganización de las placas tectónicas en un orógeno acrecional que estuvo presente a lo largo de todo el Paleozoico, y que sufrió diversas fases de avance y retroceso, resultando en pulsos magmáticos y fases orogénicas que pueden correlacionarse a lo largo del límite de placas.



# Abstract

The Eastern Cordillera of Peru represents one of the longest (> 1200 km) Paleozoic metamorphic and magmatic belts exposed along the western Andean margin of South America. In this study we examine the tectonothermal evolution of a key segment of the metasedimentary basement of the Eastern Cordillera of Peru (the Huaytapallana Complex) and demonstrate that it has experienced a hitherto undocumented high-grade orogenic event at 260 Ma (latest middle Permian) based on U-Pb and Th-Pb monazite age data from paragneisses and U-Pb dating of zircon rims from leucosomes. These ages are interpreted as recording crystallization and are consistent with 255 Ma rutile growth in lower-grade units. U-Pb apatite data (c. 260 Ma – 230 Ma) in all units are consistent with slow cooling from this 260 Ma metamorphic peak. U-Pb zircon geochronology of pre-tectonic plutons yield ages ranging from c. 302 Ma to c. 260 Ma. These geochronological data are augmented by new U-Pb apatite age data from other segments along the Eastern Cordillera of Peru. A regional synthesis of existing geochronological constraints from the Eastern Cordillera of Peru demonstrates that the margin has experienced a polycyclic orogenic history. Deformation and magmatism occurred at c. 480 Ma and c. 435 Ma during the Famatinian orogenic cycle, was followed by a Late Silurian to Early Carboniferous (c. 420-350 Ma) magmatic and metamorphic gap, and terminated with Gondwanide magmatism and metamorphism at c. 315 Ma and c. 260 Ma. These Famatinian and Gondwanide orogenic phases can be correlated into the Proto-Andean margin of Argentina and Chile and are thus of regional extent. The evolution of the Proto-Andean margin is thus best explained by changes in tectonic plate reorganization in a long-lived Paleozoic accretionary orogen which was undergoing phases of advance and retreat, resulting in magmatic pulses and orogenic phases which can be correlated along the length of the plate boundary.

## Capítulo 1

# Introducción

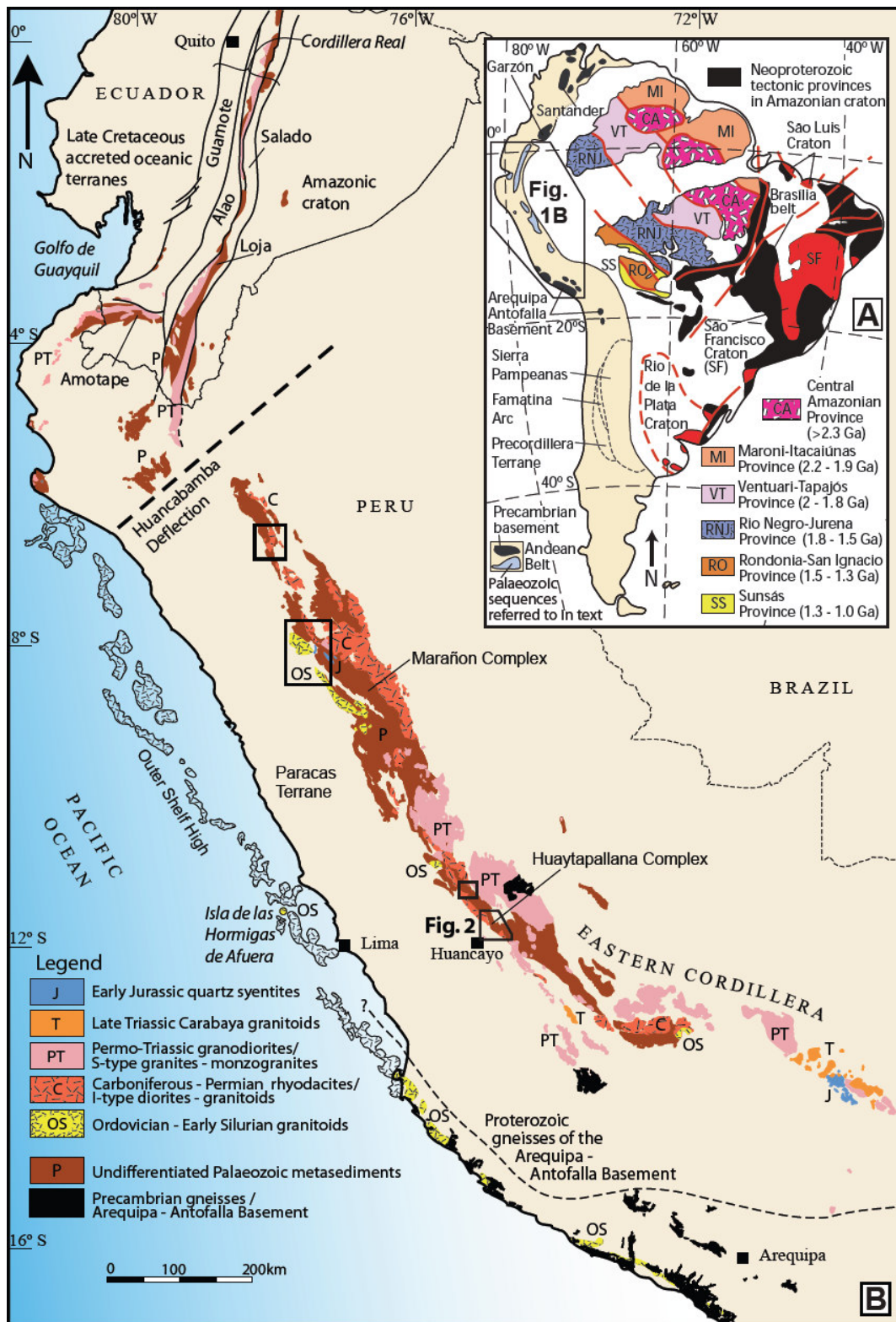
### 1.1 Situación Problemática

Los Andes representan una localización donde la convergencia de placas ha ocurrido de forma continua a lo largo de gran parte del Fanerozoico. Mientras que la deformación y magmatismo andino han sido ampliamente estudiados (por ejemplo, Jaillard y Soler, 1996; Ramos, 2009; Pfiffner y Gonzalez, 2013), la evolución temprana de la mayor parte de la margen Proto-Andina resulta ser mucho más compleja (por ejemplo, Pankhurst et al., 1998; Thomas y Astini, 2004; Chew et al., 2007; Miskovic et al., 2009), y más difícil de descifrar. La razón principal se debe a que las exposiciones de las rocas del basamento pre-andino son, en muchos lugares, extremadamente limitadas, ya sea porque están oscurecidas por eventos tectónicos posteriores a lo largo de la margen convergente, o porque han sido enterradas por una gruesa y extensa cubierta volcánica. Este problema es particularmente importante en el centro-norte de los Andes, donde el basamento no está expuesto por más de 2000 km a lo largo del rumbo andino, desde los 15°S en el Perú hasta los 2°S en Colombia. Esto corresponde a la distancia entre el extremo norte del Macizo de Arequipa-Antofalla, un bloque cortical del Proterozoico que experimentó el denominado metamorfismo Grenvilliano datado en los 0.9 - 1.2 Ga (Loewy et al., 2004; Wasteneys et al., 1995), y las exposiciones del extremo sur de Colombia, el *inlier* Proterozoico de Garzón (Restrepo-Pace et al., 1997; Cordani et al., 2005). Este problema se ve agravado por la historia orogénica policíclica que experimentó la margen Proto-Andina durante el Paleozoico, e incluso los efectos del tectonismo Andino (Eoceno-Oligoceno) pueden ser difíciles de identificar en el basamento metasedimentario, en el cual resulta imposible poder realizar una correlación litoestratigráfica. Esta zona también se caracteriza por un desarrollo importante de sedimentos de antepaís hacia el Este, por lo que la geología del basamento periférico al orógeno no se conoce con ningún grado de certeza. Sin embargo, en la Cordillera Oriental de Perú y Ecuador se pueden encontrar buenas exposiciones de las secuencias metasedimentarias Paleozoicas. La mayoría de estas secuencias, incluyendo el Complejo del Marañón en el Perú, y las unidades de Isimanchi y Chiguinda en la Cordillera Real en Ecuador, son consideradas como bloques autóctonos con respecto a la margen de Gondwana (Haeberlin, 2002; Pratt et al., 2005). Hacia el centro-sur del Perú, correspondiendo con la Cordillera Oriental, las unidades metamórficas equivalentes al Complejo del Marañón han sido mapeadas por Mégard (1979) como el denominado *Complejo*

*Huaytapallana*. Los magmas que intruyen a estas secuencias pueden llevar zircones heredados, que proporcionan información de la fuente de origen, en particular con respecto a los niveles más profundos de la corteza terrestre que, de otro modo, serían imposibles de muestrear.

La Cordillera Oriental del Perú consiste de una serie de rocas metasedimentarias denominadas Complejo del Marañón al norte del paralelo 11°S, y Complejo Huaytapallana al sur del paralelo 11°S (Mégard, 1978, Pfiffner y Gonzáles, 2013). El basamento metasedimentario se encuentra cortado por varias suites intrusivas, incluyendo una serie de granitoides del Ordovícico – Silúrico Temprano, granitoides tipo-I, y dioritas del Carbonífero a Pérmico Temprano, y granodioritas Permotriásicas y granitos tipo-S (Miskovic et al., 2009). El plutonismo Ordovícico también se observa en la costa peruana, en el bloque de Arequipa-Antofalla, y en la continuación en off-shore de este bloque cortical (Isla de las Hormigas de Afuera, Figura 1.1.; Romero et al., 2013). La edad de deformación en el basamento metasedimentario de la Cordillera Oriental del Perú fue originalmente asignada al Neoproterozoico en base a información geocronológica de U-Pb en zircones sin un previo proceso de abrasión (con intersecciones inferiores en los 630-610 Ma) a partir de gneises granulíticos en el Perú central (Dalmayrac et al., 1980). Los estudios recientes han demostrado que es de edad Paleozoica, y comprende al menos dos ciclos orogénicos, un evento magmático y metamórfico en el Ordovícico (Cardona, 2006; Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009; Willner et al., 2014), y una fase orogénica en el Carbonífero, la cual está espacialmente asociada con un magmatismo regional de arco (Cardona, 2006; Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009). Estos eventos se han correlacionado (Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009; Ramos, 2009), con el metamorfismo y magmatismo Famatiniano relacionado a subducción de edad Ordovícico temprano a medio, y un evento Carbonífero (Gondwánide Temprano) que ha afectado gran parte de la margen Proto-Andina de Sudamérica (Pankhurst et al., 1998; Thomas y Astini, 2004).

En este estudio se examina la evolución tectonotermal de un segmento clave en el basamento metasedimentario de la Cordillera Oriental del Perú, el Complejo Huaytapallana ubicado al Este de Huancayo (Figura 1.1), y se demuestra que ha experimentado un evento orogénico de alto grado, no antes documentado, en los 260 Ma (Pérmico Medio). Esta data geocronológica se complementa con nuevas edades de U-Pb en minerales accesorios de otros segmentos a lo largo de la Cordillera Oriental del Perú (Figura 1.1). La evolución geológica de sectores clave de la Cordillera Oriental es entonces sintetizada, incorporando la información de este trabajo y de otros estudios recientes, la que es usada para realizar un modelo tectónico para la evolución del Paleozoico en este segmento de la margen Proto-Andina.



**Figura 1.1** (A) Mapa de Sudamérica mostrando las principales provincias tectónicas y las edades de sus eventos metamórficos más recientes, tomado de [Chew et al. \(2007, 2008\)](#) y adaptado de [Cordani et al. \(2000\)](#). (B) Mapa geológico del Perú y Ecuador mostrando los principales cinturones metamórficos y magmáticos del Paleozoico, además de los gneises Proterozoicos del macizo de Arequipa-Antofalla. Adaptado de [Chew et al \(2007\)](#) usando la geología de [Litherland et al. \(1994\)](#) y [Leon et al. \(2000\)](#), las edades del plutonismo fueron tomadas de [Miskovic et al. \(2009\)](#) y la plataforma exterior de [Romero et al. \(2013\)](#). Los cajones de color negro muestran las localidades de muestreo en este estudio. Fuente: Elaboración propia.

## **1.2 Formulación del Problema**

- ¿En qué momento del tiempo geológico se dieron los eventos tectonotermales que afectaron al Complejo Huaytapallana?

## **1.3 Justificación**

En la zona de estudio se cuenta con trabajos regionales, los cuales han explicado satisfactoriamente la geología y estratigrafía del Mesozoico y Cenozoico. Sin embargo, las unidades metamórficas que representan el basamento en la zona de estudio, cuyo metamorfismo ha sido atribuido al precámbrico, han sido sujeto de diversas suposiciones, basadas en interpretaciones que parten principalmente de las observaciones de campo, teniéndose información limitada al respecto. Además, no se contaba con dataciones isotópicas de alta resolución, solamente con datos geocronológicos de poca aceptación debido a la precariedad de las técnicas analíticas utilizadas en la década de 1970, por lo que no se podía asignar fehacientemente un intervalo temporal a los diferentes eventos de metamorfismo a los cuales ha estado sometido este complejo metamórfico. Esta investigación se ve justificada por la necesidad de actualizar la información existente sobre la geología de la margen proto-Andina en el Perú, especialmente en la Cordillera Oriental de los Andes peruanos.

## **1.4 Objetivos**

### **1.4.1 Objetivos Generales**

- a) Reconstruir la historia tectonotermal del Complejo Huaytapallana mediante la geocronología de U-Pb en minerales accesorios.
- b) Comparar la evolución geológica del Complejo Huaytapallana con otros cinturones de esquistos paleozoicos en la Cordillera Oriental (Complejo del Marañón), para una mejor caracterización de la historia de la margen proto-Andina.

### **1.4.2 Objetivos Específicos**

- Reconstruir la historia del metamorfismo en el Complejo Huaytapallana mediante geocronología de U-Pb en monacitas y/o rutilos.
- Reconstruir la historia de enfriamiento del Complejo Huaytapallana mediante geocronología de U-Pb en apatitos
- Reconstruir la historia de los emplazamientos ígneos en el Complejo Huaytapallana mediante geocronología de U-Pb en zircones
- Determinar la proveniencia de los materiales que conforman el Complejo Huaytapallana mediante geocronología U-Pb en zircones detríticos

## **1.5 Etapas del Estudio**

### **1ra Etapa**

1. Recopilación y síntesis de la información geológica generada hasta el momento en la zona de estudio, abarcando estudios regionales de estratigrafía y datos de petrografía.
2. Trabajo de pre-campo. En esta etapa se procedió a la elaboración de mapas preliminares, definición de accesos y localizaciones de muestreo, y del modo de trabajo en campo.

### **2da Etapa**

3. La fase de campo fue dividida en cuatro campañas. En la primera campaña se procedió a un reconocimiento inicial, examinando de forma general las litologías involucradas en la zona de estudio. Las tres campañas de campo consiguientes consistieron en la identificación de litologías, grados de metamorfismo y toma de muestras en los sectores del Nevado de Huaytapallana (Núcleo del Complejo Huaytapallana), el transecto de Páhuall-Ocoro, y el transecto Chicche-Comas, respectivamente.

### **3ra Etapa**

4. En gabinete, se procedió a la elaboración de secciones delgadas, y los respectivos estudios de petrografía de las muestras recolectadas.

### **4ta Etapa**

5. La fase de análisis de isótopos se realizó en los diferentes laboratorios del *Departamento de Ciencias Naturales* del Trinity College Dublin (Dublín, Irlanda). Involucró las tareas siguientes:
  - Molienda de las rocas usando una trituradora de mandíbula 'Jaw Crusher'
  - Tamizado de las muestras a malla 300 $\mu$
  - Separación de minerales por medio de lavado de la fracción más fina
  - Separación de minerales usando un separador magnético
  - Separación de minerales usando líquidos pesados
  - Selección de los minerales accesorios bajo el microscopio
  - Elaboración de montajes en resina epóxica de los minerales accesorios para análisis de U-Pb
  - Análisis en Microsonda Electrónica y toma de imágenes de Catodoluminiscencia
  - Análisis de Ablación Láser y Espectrometría de Masas con fuente de ICP para los minerales accesorios
  - Procesamiento de los resultados de las dataciones de isótopos de U-Pb

## 5ta Etapa

### 6. Elaboración de la tesis, conclusiones y recomendaciones

#### 1.5.1 Tipo y diseño de la investigación

En la presente investigación analítica y explicativa de los fenómenos tectonotermales se aplicó el método analítico – deductivo a partir de muestras del Complejo Metamórfico y análisis de isótopos en diversos minerales, con el fin de determinar la edad de los eventos.

#### 1.5.2 Unidad de análisis

El Complejo Huaytapallana en la Cordillera Oriental, Región Junín, Perú.

#### 1.5.3 Población de estudio

Las rocas metamórficas del Complejo Huaytapallana y las rocas intrusivas del Batolito de Villa Azul, las cuales cortan al mencionado complejo metamórfico.

#### 1.5.4 Tamaño de muestra

Se recolectaron un total de 23 muestras de rocas metamórficas correspondientes al Complejo Huaytapallana y rocas ígneas que corten a estas secuencias, de las cuales se separaron minerales de 15 muestras, seleccionando un total de 430 monacitas, 108 rutilos, 916 zircones y 931 apatitos, sumando un total de 2385 minerales accesorios datables.

#### 1.5.5 Selección de muestras

Principalmente roca fresca y sin alteración, que presenten un grado de metamorfismo superior al de facies de esquistos verdes, incluyendo las facies de anfibolitas y granulitas. Por lo tanto, contienen los minerales guías para el metamorfismo de alto grado (granate, sillimanita, andalusita, kyanita, cordierita, etc). Además, rocas intrusivas que se encuentren cortando a las unidades metamórficas mencionadas.

#### 1.5.6 Técnicas de recolección de datos

Muestras tomadas directamente de afloramientos rocosos, que sean representativas en la zona de muestreo, tomando en cuenta una distribución espacial lo suficientemente amplia como para permitir una correcta interpretación de los datos obtenidos de los análisis geocronológicos en monacitas, rutilos, zircones y apatitos.

## **1.6 Hipótesis y Variables**

### **1.6.1 Hipótesis**

**H<sub>1</sub>:** El Complejo Huaytapallana habría estado afectado por diversas fases de metamorfismo, implicando una historia tectonothermal que no necesariamente se encuentra restringida a la edad Neoproterozoico Superior, tal como lo sugirió [Audebaud et al \(1971\)](#).

### **1.6.2 Identificación de Variables**

**Variable Independiente:** Dataciones isotópicas por el método U/Pb

**Variable Dependiente:** Edad de los eventos de metamorfismo

**Variables Intervinientes:** Geología, petrología, mineralogía, geocronología, metamorfismo, (tipos y grados), tectónica.

### **1.7 Indicadores**

U-Pb en monacitas o rutilos: Historia de metamorfismo

U-Pb en zircones: edad de emplazamiento ígneo

U-Pb en apatitos: historia del enfriamiento

U-Pb en zircones detríticos: materiales que conforman el complejo metamórfico



## Capítulo 2

# Marco Teórico

### 2.1 Antecedentes de la Investigación

En los Andes del Perú Central, en los estudios regionales realizados por [Dalmayrac et al. \(1980, 1986\)](#) se puso en evidencia la existencia de un basamento metamórfico de edad previa al Ordovícico, cuyo metamorfismo fuera atribuido inicialmente por [Audebaud et al. \(1971\)](#) al Neoproterozoico. Perteneciente a la Cordillera Oriental, este complejo metamórfico se extiende desde los 9°S hasta los 13°45'S, caracterizado por un metamorfismo del tipo intermedio de baja presión y una subsecuente deformación polifásica, afectando a una secuencia principalmente terrígena.

[Mégard \(1979\)](#) cartografió a este sustrato metamórfico como Precambriano, basándose en los estudios previos, y debido a una posible correlación regional con el zócalo metamórfico antedevoniano datado por [Stewart et al. \(1974\)](#) en los 660 M.a., y en estudios del norte argentino, donde areniscas atribuidas al Cambriano yacen en discordancia sobre esquistos verdes. Sin embargo, estas mismas suposiciones fueron realizadas tanto para el Complejo de Olmos-Illescas como para el Complejo del Maraón, ambos de litologías y grados de metamorfismo muy similares al Complejo Huaytapallana, en los que estudios recientes de geocronología en minerales accesorios (principalmente, zircones), han demostrado que estos complejos han sido afectados por diversos eventos tectónicos, mostrando una historia geológica que podría abarcar desde el Neoproterozoico hasta el Carbonífero en el caso del Complejo del Maraón ([Cardona et al, 2009](#)), e incluso con fases de deformación en el Triásico para el caso del Complejo de Illescas ([Chew, 2007a](#)).

El Complejo Huaytapallana ha sido subdividido por [Mégard \(1979\)](#) en cinco bloques de sur a norte, en los Macizos de Jabonillos, Huaytapallanakaru, Huaytapallana, Maraynioc-Mayrazo, y el de Chupan-Huasahuasi, distinguidos por el mencionado autor considerando su grado y facies metamórficas. Sin embargo, esta aproximación debe de ser revisada, ya que, en el Complejo del Maraón, se pueden identificar rocas que petrográficamente son idénticas, pero temporalmente presentan importantes diferencias, habiendo sido afectadas por eventos tectonotermales que distan en el tiempo.

[Chew et al. \(2007\)](#) consideraron como parte del basamento metamórfico correspondiente al Complejo del Maraón, a un transecto en la región Junín, específicamente entre la localidad de

Tarma y Huacapistana. Si bien este transecto correspondería realmente a un corte del Macizo de Chupán-Huasahuasi del Complejo Huaytapallana, el mencionado autor encontró edades de recristalización en zircones heredados de  $345 \pm 14$  Ma, por lo que estas primeras evidencias abrieron las puertas a la generación de nuevos estudios sobre el Complejo Huaytapallana.

## **2.2 Bases Teóricas**

### **2.2.1 El núcleo atómico y la radiactividad**

Aunque las fuerzas que mantienen al núcleo unido son extremadamente poderosas, las observaciones muestran que algunos núcleos son inestables, es decir, radiactivos. La radiactividad es una propiedad del núcleo e involucra enormes cantidades de energía en el orden de algunos MeV por nucleón. La temperatura, la cual es una medida de la agitación atómica y molecular, que es requerida para romper un enlace nuclear es órdenes de magnitud mayor que la que se requiere para intercambiar electrones (en las reacciones químicas) o incluso para remover un electrón de su órbita (energía de ionización) y sólo ocurre en el interior de las estrellas como el Sol. Estas enormes energías explican la eficiencia extrema de la energía nuclear con respecto a otras formas de energía alternativa. Los enlaces nucleares no son dependientes del arreglo electrónico del átomo y por tanto no dependen de ninguna reacción química o cambio en las fases mineralógicas, que tienen lugar a energías mucho más bajas. Los procesos mineralógicos de temperatura y presión involucran menos energía incluso que los potenciales de ionización, de solo algunos pocos eV por átomo. La radiactividad es, por tanto, independiente del ambiente mineralógico y químico del elemento, independiente de la presión y temperatura, la cual sólo afecta a las nubes de electrones. Dicho esto, por ejemplo, la probabilidad de desintegración por unidad de tiempo del  $^{238}\text{U}$  es la misma en el océano o en un lago, en el granito o en la caliza, en la corteza de la Tierra o en el manto, etc. Esta probabilidad no ha variado de forma medible en el curso del tiempo geológico. (Albarède, 2009)

### **2.2.2 Isótopos**

Se denomina *isótopos* a los átomos de un mismo elemento, cuyos núcleos tienen una cantidad diferente de neutrones, y, por lo tanto, difieren en número másico. La mayoría de los elementos químicos tienen más de un isótopo. Solamente 21 elementos (por ejemplo, berilio o sodio) poseen un solo isótopo natural. En contraste, el estaño es el elemento con más isótopos estables, diez.

Otros elementos tienen isótopos naturales, pero inestables, como el uranio, cuyos isótopos pueden transformarse o *decaer* a otros isótopos más estables (denominados isótopos *radiogénicos*, o isótopos *hijos*) emitiendo radiación en el proceso, por lo que decimos que son radiactivos.

El término *nucleido* se refiere a un núcleo en lugar de un átomo, por lo que núcleos idénticos pertenecen a un mismo nucleido. Por ejemplo, cada núcleo del nucleido  $^{13}\text{C}$  está compuesto por 6 protones y 7 neutrones. El concepto de nucleido (refiriéndose a especies nucleares individuales) enfatiza las propiedades nucleares por sobre las propiedades químicas, mientras que el concepto de isótopo (agrupando todos los átomos de cada elemento), enfatiza las propiedades químicas por sobre las nucleares. El número de neutrones tiene efectos importantes en las propiedades nucleares, pero su efecto en las propiedades químicas es despreciable en la mayoría de elementos. Incluso en el caso de los elementos más ligeros, donde la proporción del número de neutrones y el número atómico varía enormemente entre isótopos, usualmente tiene un efecto muy pequeño, aunque significativo en algunas circunstancias (para el caso del hidrógeno, el elemento más ligero, el efecto isotópico es lo suficientemente importante para afectar fuertemente a la biología).

La notación estándar utilizada para representar a los isótopos y a los nucleidos es conocida como “AZE” (siendo “A” el número de masa, “Z” el número atómico, y “E” el elemento), de la siguiente forma:



Dado que el número atómico está dado por el símbolo del elemento, es común indicar únicamente el número de masa en la parte superior izquierda, dejando el número atómico de lado (por ejemplo,  $^{238}\text{U}$ ).

Algunos isótopos son radiactivos, y por tanto son descritos como radioisótopos o radionucleidos, mientras que a otros nunca se les ha observado sufrir desintegración radiactiva, y por tanto son descritos como isótopos o nucleidos estables. Por ejemplo, el  $^{14}\text{C}$  es la forma radiactiva del carbón, mientras que el  $^{12}\text{C}$  y  $^{13}\text{C}$  son isótopos estables. Existen alrededor de 339 nucleidos naturales en la Tierra, de los cuales 288 son nucleidos primordiales, lo que significa que han existido desde la formación del sistema solar.

Los nucleidos primordiales incluyen a 34 nucleidos con vidas medias muy largas (por encima de los 80 millones de años) y 254 son formalmente considerados como nucleidos estables, ya que no se les ha observado desintegrarse. En la mayoría de los casos, por razones obvias, si un elemento tiene isótopos estables, estos isótopos predominan en la abundancia elemental encontrada en la Tierra y en el sistema solar. Sin embargo, en el caso de tres elementos (teluro, indio y renio) el isótopo más abundante encontrado en la naturaleza es realmente uno (o dos) de los radioisótopos del elemento con una vida extremadamente larga, a pesar de que estos elementos tienen uno o más isótopos estables. (Albarède, 2009)

La teoría predice que muchos isótopos o nucleidos aparentemente estables son en realidad radiactivos, con vidas medias extremadamente largas (no tomando en cuenta la posibilidad de un decaimiento protónico, que haría que todos los nucleidos sean finalmente inestables). De los 254 nucleidos que nunca se les ha observado desintegrarse, solo 90 de estos (todos de los 40 primeros elementos) son teóricamente estables a todas las formas conocidas de decaimiento. El elemento 41 (niobio) es teóricamente inestable por medio de la fisión espontánea, pero jamás ha sido detectado. Muchos otros nucleidos estables son, en teoría, energéticamente susceptibles a otras formas de desintegración, tales como la desintegración alpha, o desintegración doble-beta, pero no se han observado aún estos productos de desintegración, y por tanto estos isótopos son descritos como “observacionalmente estables”. Las vidas medias para estos nucleidos a veces exceden enormemente la edad estimada del universo, y de hecho existen 27 radionucleidos conocidos (nucleidos primordiales) con vidas medias más largas que la edad del universo. Añadiendo los radionucleidos que han sido creados artificialmente, existen actualmente más de 3100 nucleidos conocidos. Esto incluye 905 nucleidos que son estables, o tienen vidas medias más largas que 60 minutos. (Albarède, 2009)

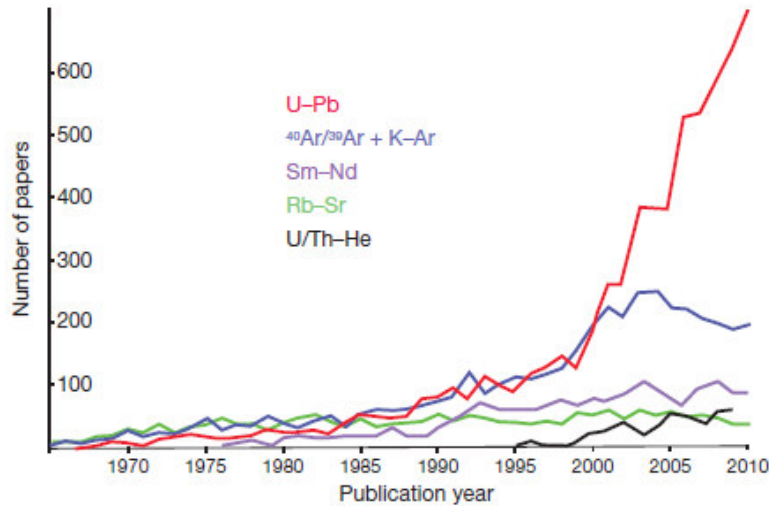
### 2.2.3 Geocronología isotópica de U-Pb

El año 2011 marcó el centenario de lo que sería la primera publicación real de geocronología, publicada por Arthur Holmes, titulada *“La asociación del Plomo y el Uranio en las rocas y minerales, y su aplicación a la medición del tiempo geológico”* (Holmes, 1911). Este trabajo de Holmes fue sorprendentemente preciso, incluso a pesar de que fue llevado a cabo antes del descubrimiento de los isótopos (Soddy, 1913) y estuvo restringido a los análisis geoquímicos de roca total. Con esto, y con esfuerzos complementarios examinando la desintegración del U y usando la geocronología química del U-Pb (por ejemplo, Barrell, 1917; Bateman, 1910; Boltwood, 1907; Holmes y Lawson, 1927), sentó las bases para lo que se convirtió en uno de los métodos de datación isotópica más importantes, capaz de medir las escalas de tiempo de eventos del sistema solar temprano desde los aproximadamente 4.57 Ga hasta el Pleistoceno.

Ahora sabemos que en el elemento Plomo tiene cuatro isótopos naturales estables,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}$ , de los cuales los últimos tres tienen un componente radiogénico producido a través de la desintegración independiente del  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$  respectivamente. La abundancia de minerales ricos en U en la mayoría de los tipos de roca, además de la resistencia de muchos de estos minerales al intemperismo físico y químico, contribuyen a la popularidad y suficiencia del sistema U-Pb. A pesar de que los zircones son los minerales más comunes utilizados en las dataciones U-Pb (Hanchar y Hoskin, 2003), la monacita, apatito, xenotima, titanita, rutilo,

baddeleyita, allanita y perovskita son también minerales comúnmente datados y proveen un espectro de aplicaciones geocronológicas y termocronológicas en sistemas ígneos, metamórficos, hidrotermales y epitermales (Corfu, 1988; Corfu et al., 1994; Crowley et al., 2009; Gregory et al., 2007; Hawkins y Bowring, 1999; Heaman, 1989; Heaman y LeCheminant, 1993; Mezger et al., 1991; Nemchin y Pidgeon, 1999; Oberli et al., 2004; Parrish, 1990; Rasmussen et al., 2005, 2006; Rubatto, 2002; Schaltegger, 2007; Schoene y Bowring, 2006; Storey et al., 2007; Verts et al., 1996; von Blanckenburg, 1992). Combinado con las técnicas de disolución parcial de roca total, las cuales están en constante sofisticación, (Amelin et al., 2009; Connelly y Bizzarro, 2009; Connelly et al., 2008; Wadhwa et al., 2009), el sistema U-Pb ha proporcionado restricciones temporales cruciales para explicar la formación del sistema solar, para la calibración de la escala geológica, para medir las tasas de los procesos tectonotermos en la litósfera (motivo de la presente tesis), y para la reconstrucción de la paleogeografía y los ciclos de supercontinentes.

La cantidad de material en un análisis dado ha ido disminuyendo de forma continua y la precisión de los análisis se ha incrementado desde que los espectrómetros de masas fueran aplicados por primera vez a la geocronología de U-Pb en la década de 1960. En la última década hemos sido testigos de una proliferación de la información U-Pb en la literatura (**Figura 2.1**), en parte debido a la facilidad de datar los minerales ricos en U in situ mediante la aplicación de los métodos de ablación láser en la geocronología. Sin embargo, la geocronología de U-Pb de alta precisión se ha mantenido como el estándar bajo el cual otros métodos geocronológicos son comparados. Un número cada vez mayor de otras constantes de desintegración radioisotópicas son calibradas directamente contra las constantes de desintegración del U a través de distintos métodos geocronológicos (Nebel et al., 2011; Renne et al., 2010; Scherer et al., 2011; Selby et al., 2007), y las escalas de tiempo de la diferenciación del sistema solar temprano, basadas en la desintegración de radionucléidos extintos, están conectadas a la escala de tiempo absoluta del U-Pb (Kita et al., 2005; Wadhwa et al., 2009). Esto se debe en parte a que las constantes de desintegración del U son las más precisamente determinadas de todos los esquemas geocronológicos de desintegración (Begemann et al., 2001; Jaffey et al., 1971), sino también porque su exactitud se intercalibra uno con el otro a través de geocronología de alta precisión en sistemas cerrados (Mattinson, 2000, 2010; Schoene et al., 2006). El beneficio de las desintegraciones duales del U provee una revisión interna para el comportamiento del sistema cerrado a lo largo de escalas de tiempo muy prolongadas, verificando la precisión de muchas determinaciones de edades y brindando información en múltiples eventos geológicos a partir de conjuntos de información individuales (Tera y Wasserburg, 1972a; Wetherill, 1956).



**Figura 2.1.** Gráfico que muestra el número de publicaciones anuales para varios métodos de datación radioisotópica. Las curvas fueron construidas contando todas las publicaciones por año con el método de datación mostrado en el título, tal como se ha registrado en el ‘web of knowledge’ ([www.webofknowledge.com](http://www.webofknowledge.com)). **Fuente:** Schoene (2014).

#### 2.2.4 Desintegración de U y Th en Pb

El potencial de la geocronología de U-Th-Pb proviene en gran medida de la desintegración de múltiples isótopos padres para diferentes isótopos estables de Pb, cada uno con diferentes *vidas medias*. (**Figuras 2.2 y 2.3a**). Ninguno de los isótopos padres se desintegra directamente a Pb, en cambio, sigue una secuencia de desintegración *alfa* y *beta* (que implica la expulsión de una partícula alfa o beta del núcleo, respectivamente), esto crea una serie de isótopos hijos intermedios, y siempre conlleva al mismo isótopo estable de Pb (**Bateman, 1910**). La cadena de desintegración se resume en la **Figura 2.2**, con las constantes de desintegración estimadas y las vidas medias de los isótopos padres. Las vidas medias de cada isótopo hijo intermedio son mucho más cortas que las de los isótopos padres; las vidas medias para los isótopos hijos intermedios se encuentran en la **Figura 2.2** si es que son mayores a 10 años. Para entender los efectos de estas complicadas cadenas de desintegración en la geocronología de U-Th-Pb, debemos introducir el concepto de *equilibrio secular*. Una cadena de desintegración se encuentra en equilibrio secular cuando el producto de la abundancia de un isótopo y su constante de desintegración es igual entre todos los productos isotópicos hijos intermedios y el isótopo padre:

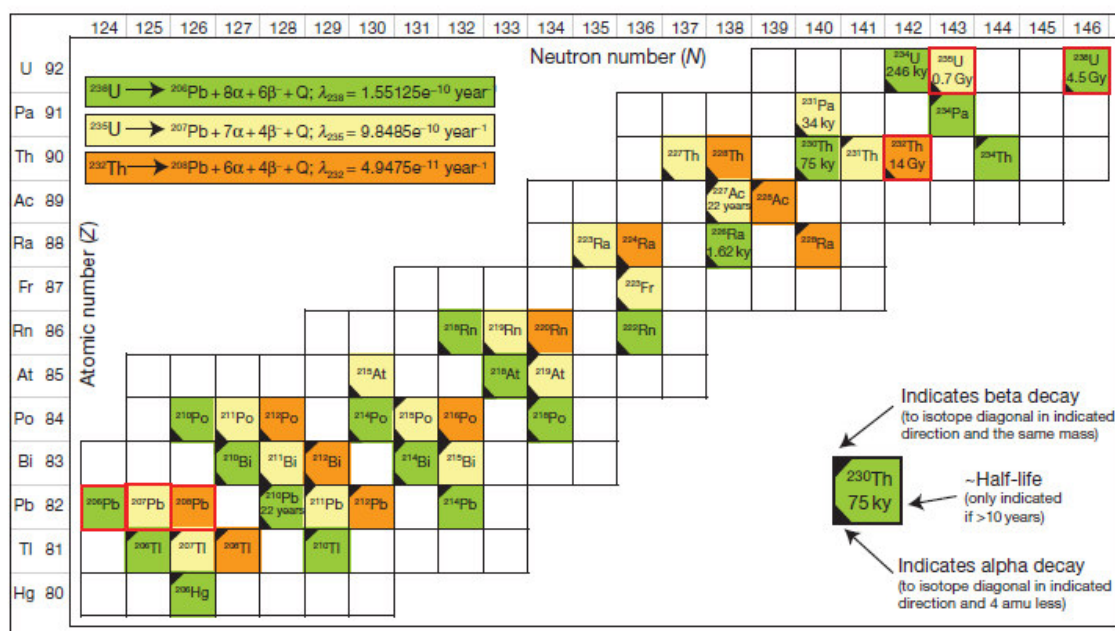
$$N_1\lambda_1 = N_2\lambda_2 = N_3\lambda_3 = \dots \quad (1)$$

$$[N_1] = [N_2] = [N_3] = \dots \quad (2)$$

Donde  $N_1$  son las moles del isótopo padre 1, y  $\lambda_1$  su constante de desintegración. La ecuación (2) reescribe esto en la nomenclatura común para la *actividad de un isótopo* dado (denotado en

corchetes cuadrados), la cual describe su tasa de desintegración. En un sistema cerrado, cualquier cadena de desintegración llegará al equilibrio secular en un tiempo proporcional a la vida media más alta del producto hijo intermediario. El sistema que permanezca en equilibrio secular hasta que uno o más de los isótopos en la cadena sean fraccionados de los otros, por ejemplo, por particionamiento químico en un sistema magmático o fraccionamiento de baja temperatura durante el intemperismo químico. (Schoene, 2014)

Dos implicancias importantes surgen de esta formulación: (1) si un sistema se encuentra en equilibrio secular, un átomo de  $^{206}\text{Pb}$  se creará para cada átomo de  $^{238}\text{U}$  que se desintegre, lo cual es una suposición implícita cuando se usan las ecuaciones simplificadas de datación usadas en la geocronología; y (2) si un equilibrio secular es perturbado durante la cristalización o la fusión parcial, la edad aparente calculada por el geocronologista será puesta en peligro, pero solo si la vida media del isótopo que está en fraccionamiento es significativamente larga.



**Figura 2.2** Una ilustración de las cadenas de desintegración del U-Th-Pb. Cada isótopo que se muestra en una cadena de desintegración dada se encuentra coloreado según su isótopo padre, el cual se encuentra demarcado con color rojo, del mismo modo que los isótopos hijos estables del Pb. Ver el recuadro adjunto para la descripción de los símbolos usados en cada cajón.  $\alpha$  es la partícula alfa,  $\beta$  es la partícula beta, y Q es la energía liberada durante la desintegración. **Fuente:** Schoene (2014).

Por ejemplo, incluso si un magma se encuentra en equilibrio secular, es poco probable que el gas noble Radón (Rn) se particione en el zircón durante la cristalización. En un equilibrio secular, existe un átomo de  $^{222}\text{Rn}$  por cada 430 mil millones de átomos de  $^{238}\text{U}$ . La exclusión de todos los átomos de  $^{222}\text{Rn}$ , por lo tanto, resultarían en un átomo menos de  $^{206}\text{Pb}$  por cada 430 mil millones de átomos padres, o una edad calculada que es tan joven por cerca de 1 ppt, lo cual



es insignificante comparado con la precisión de una edad calculada, la cual se encuentra en el mejor de los casos alrededor del 0.5‰.

Sin embargo, varios productos hijos intermedios tienen vidas medias lo suficientemente largas, por las que deben de ser consideradas en la geocronología de U-Pb, llamados el  $^{230}\text{Th}$  y el  $^{231}\text{Pa}$ . Otros productos hijos intermedios también son muy importantes porque han sido explotados como geocronómetros de materiales jóvenes. Los llamados métodos de datación de la serie-U, han sido cruciales para informar nuestro entendimiento de las tasas de los procesos climáticos y magmáticos en los sistemas jóvenes (<250 mil años). (Schoene, 2014)

### 2.2.5 Ecuaciones de Edad

Tratar cada uno de los tres sistemas de desintegración de forma independiente permite la construcción de tres ecuaciones de edad separadas, asumiendo el equilibrio secular en el tiempo del cierre del sistema. La derivación de la ecuación de desintegración y de las ecuaciones de isócronas conlleva a las ecuaciones clásicas de isócronas:

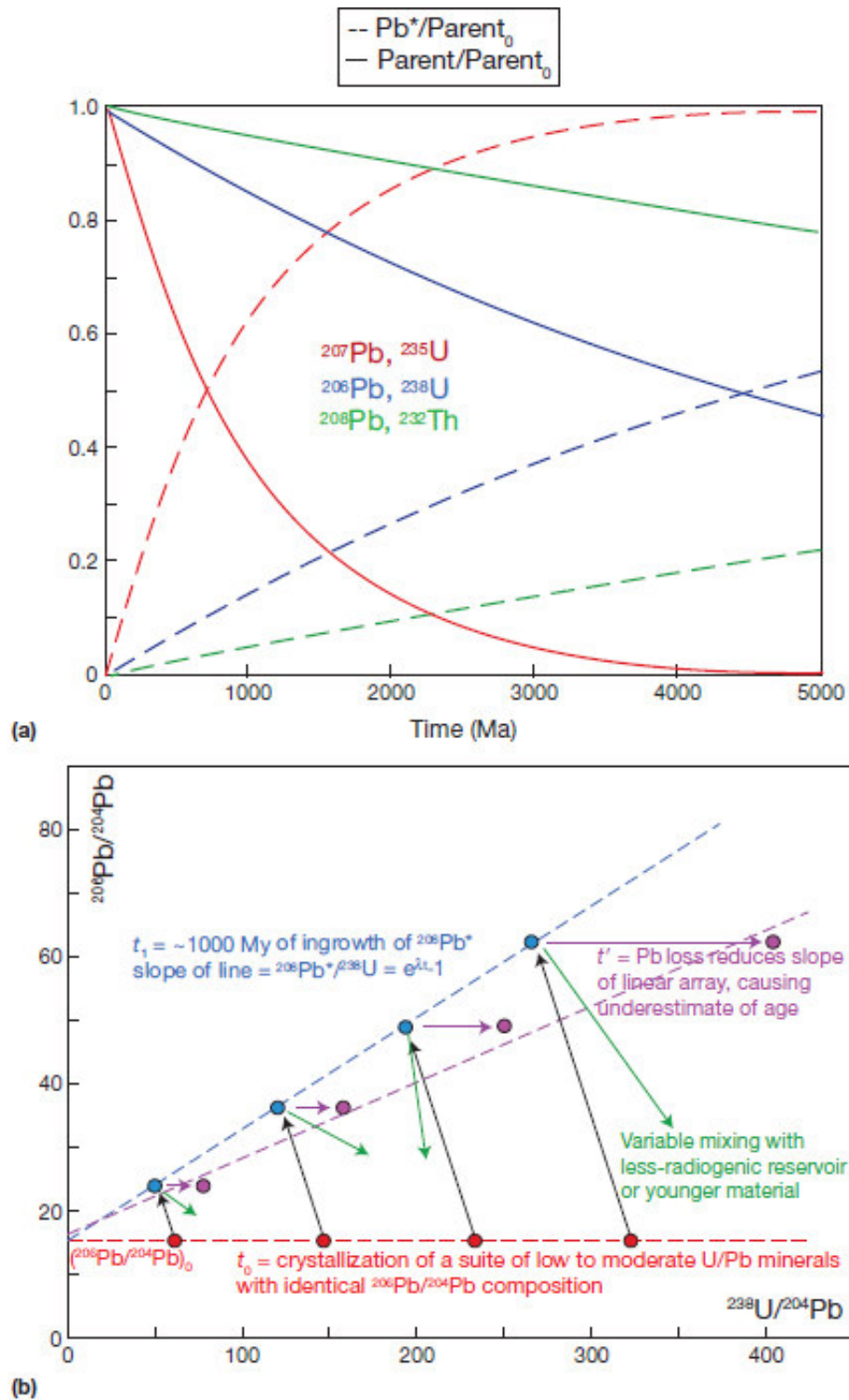
$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (3)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (4)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) = \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (5)$$

Donde el subíndice 0 sigue la proporción de la composición isotópica del Pb cuando el sistema se ha cerrado (por ejemplo, la cristalización del mineral),  $t$  es el tiempo desde que el sistema se cerró, y  $\lambda_{238}$ ,  $\lambda_{235}$  y  $\lambda_{232}$  son las constantes de desintegración del  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$  respectivamente. Nótese que el Pb inicial es llamado coloquialmente Plomo común (o *common lead*), y se denota como  $\text{Pb}_c$ . Aquí, el  $\text{Pb}_c$  se usa como el Pb inicial más Pb blanco y de contaminación (por ejemplo, Pb no radiogénico introducido durante el trabajo de laboratorio o naturalmente debido al muestreo). Otras nomenclaturas también son usadas, por ejemplo, algunos prefieren el término *Pb no radiogénico* en lugar de *Pb común*, tal como se ha usado aquí. Así como en las ecuaciones de isócronas, un isótopo estable del elemento hijo se escoge para la normalización, el cual en este caso es el  $^{204}\text{Pb}$ , el único isótopo no radiogénico del Pb





**Figura 2.3** (a) Ilustración de las diferentes vidas medias del  $^{232}Th$ ,  $^{238}U$  y  $^{235}U$  a través de la desintegración del isótopo padre y el incremento en el isótopo hijo. Las curvas se encuentran coloreadas según el sistema de desintegración. (b) Un ejemplo de uno de los tres diagramas posibles de isócronas padres-hijos para el sistema U-Th-Pb.  $t_0$ ,  $t_1$ , etc., se refieren a los diferentes tiempos en la evolución del sistema y se encuentran coloreadas según la posición de los puntos, los cuales migran tal como se muestra en las flechas. Ver las ecuaciones (3) a (5). **Fuente:** Schoene (2014).

**(Figura 2.3b).** La normalización tiene muchos beneficios. Uno de ellos es la remoción de la incertidumbre sistemática de las moles calculadas tanto para el isótopo padre como para el producto hijo, el cual normalmente es grande en comparación con la precisión de las proporciones isotópicas. En otras palabras, uno puede medir con mucha más precisión la proporción entre  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , que medir las moles de  $^{206}\text{Pb}$ , cuyo valor está en función de las concentraciones relativamente pobres de las soluciones traza, o de los minerales estándar usados para los análisis. Un segundo beneficio es que permite ignorar la concentración absoluta tanto del U y del Pb y enfocarse simplemente en las proporciones, las cuales pueden ser nuevamente medidas con mucha más precisión que las concentraciones. Cada una de las ecuaciones 3, 4 y 5, pueden ser usadas para calcular el modelo de edad si se conoce la composición isotópica del Pb inicial en el tiempo  $t=0$ , o si es que la contribución puede ser desestimada y otras fuentes de  $Pb_c$  pueden ser tomadas en cuenta. De forma alternativa, una colección de minerales o análisis de rocas totales pueden formar un arreglo lineal o un diagrama de isócronas (por ejemplo,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ , donde la pendiente de la línea es igual a  $e^{\lambda t} - 1$  y la intercepción de  $\gamma$  es equivalente a la composición isotópica inicial del Pb); esta es la aproximación clásica de isocronas usadas en casi todos los métodos geocronológicos y se muestra de forma gráfica en la **Figura 2.3b**.

En algunos sistemas minerales, como es el caso común del zircón y la monacita, la contribución del Pb inicial es despreciable comparada con el componente radiogénico, en cuyo caso las ecuaciones 3, 4 y 5 se pueden simplificar a:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}\right) = (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (6)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}\right) = (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (7)$$

$$\left(\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{232}\text{Th}}\right) = (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (8)$$

Donde el \* indica que es un producto radiogénico. Un beneficio adicional del sistema de desintegración dual U-Pb es que permite la construcción de una cuarta ecuación de isócronas, la cual se obtiene de dividir la ecuación 4 con la 3:

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0} = \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right) \frac{(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)^* \quad (9)$$

Donde \* se refiere a la proporción de los isótopos radiogénicos  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Esta ecuación es especialmente útil cuando se asume que la proporción actual de  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  es una constante conocida en los sistemas terrestres y meteóricos, eliminando la necesidad de medir el U. La concentración del Pb puede también ser ignorada. La ecuación (8) puede ser usada para calcular una edad al momento de realizar un encaje lineal en el espacio  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  -  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , o si es que el Pb inicial es despreciable, entonces la proporción medida de  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})^*$  puede ser usada directamente para calcular una edad. En ambos casos, la ecuación debe de ser resuelta de forma iterativa; esta es comúnmente llamada la *edad Pb-Pb*. Así, al medir los isótopos de U y de Pb por separado, uno puede calcular tres edades isotópicas, y en un sistema cerrado, las tres deberían de coincidir. Debido a que, con cualquier método de datación, el requerimiento para el comportamiento de un sistema cerrado no es considerado muchas veces, los geocronólogos han desarrollado numerosos métodos gráficos y numéricos que ayudan a probar el supuesto del comportamiento de un sistema cerrado y extraer información adicional en la historia geológica de las muestras al cuantificar el comportamiento de un sistema abierto registrado en el este sistema.

## 2.2.6 Visualización de la información de U-Th-Pb

Debido a las numerosas ecuaciones que permiten el cálculo de las edades y las composiciones de  $Pb_0$  en la geocronología de U-Th-Pb, muchas representaciones gráficas de la información se usan para mostrar las numerosas variables. Mientras que la misma información puede ser obtenida de cualquiera de estas representaciones gráficas, diferentes diagramas han sido usados como formas convenientes de mostrar diferentes tipos de información.

### 2.2.6.1 Isócronas en 2D

Las ecuaciones de (3) a (5) pueden ser usadas para crear los gráficos tradicionales de isócronas que son usadas ampliamente en muchos sistemas geocronológicos, los cuales son interpretados como se indicó anteriormente (Holmes, 1946; Houtermans, 1946). El sistema U-Pb también se puede representar en isócronas 3D (Ludwig, 1998; Wendt, 1984; Zheng, 1992), la cual simultáneamente determina las composiciones iniciales de las proporciones de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y la edad de las muestras cogenéticas. Una serie de rocas y minerales puede ser usada para calcular la edad en las isócronas 2D y 3D si es que cada roca o mineral en la isócrona, (1) se vuelve a un sistema cerrado al mismo tiempo, (2) ha quedado cerrado desde ese momento, y (3) tiene la misma composición inicial isotópica de Pb. Estos prerequisites son los mismos para todos los cálculos de isócronas y deben de ser evaluados de forma estadística (Ludwig, 1998; Wendt y Carl, 1991; York, 1968; York et al., 2004) y usando la geología de las muestras recolectadas.

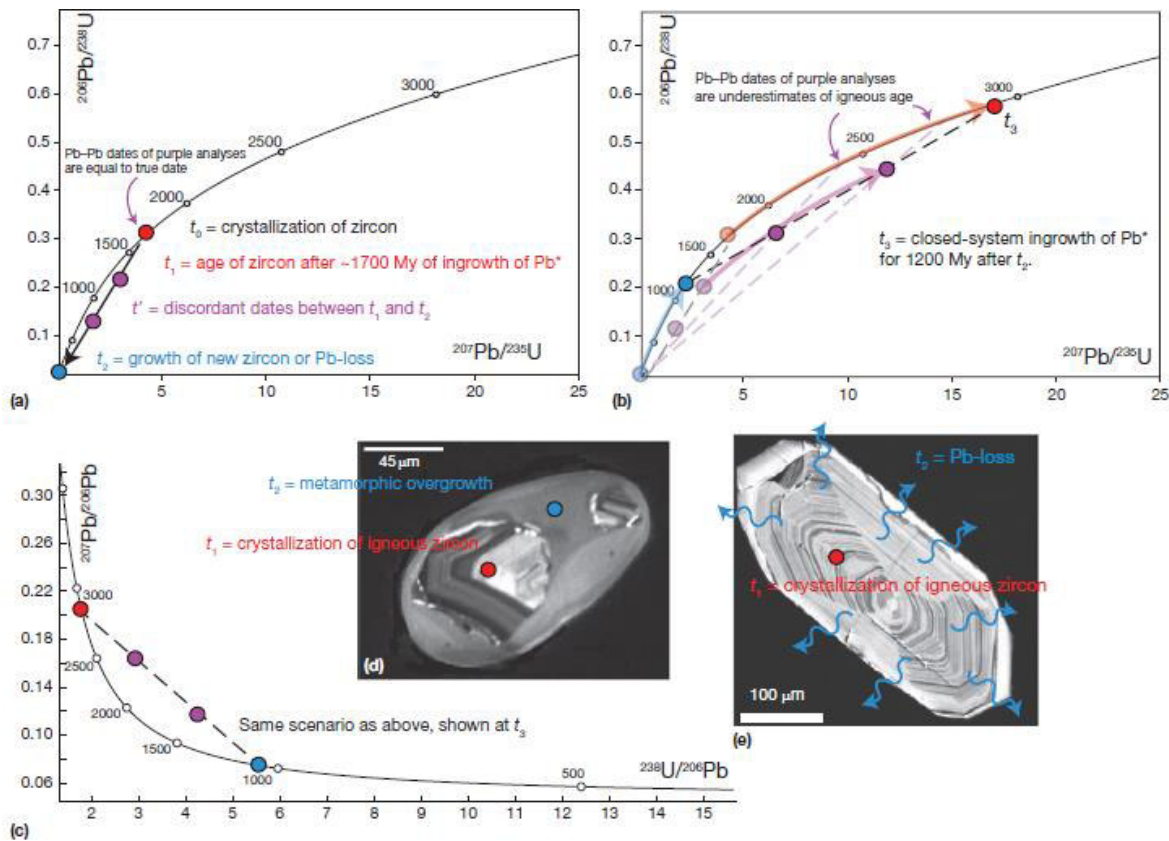
Reorganizando la ecuación (9), permite la construcción de un diagrama Pb-Pb de isócronas en el espacio  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  -  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Holmes, 1946; Houtermans, 1946). La principal diferencia gráfica es que los minerales de las rocas que satisfacen el criterio de la isócrona empiezan exactamente en el mismo punto en el espacio  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  -  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y trazan un arco cuyo radio depende de la proporción U/Pb en la muestra (Armstrong, 1968; Stacey y Kramers, 1975). Las muestras con diferentes proporciones de U/Pb, a pesar de seguir diferentes patrones, siempre caerán en una línea cuya pendiente puede ser usada para calcular el tiempo desde que el sistema se cerró. Quizás la isócrona más famosa de Pb-Pb fue calculada por Patterson (1956), quien usó muestras terrestres y de meteoritos para definir una isócrona cuya edad de  $4.55 \pm 0.07$  Ga ha sido interpretada como el tiempo en que los meteoritos y la Tierra comenzaron a evolucionar de forma separada, en otras palabras, la edad de la Tierra. Así como las isócronas de U-Pb, las de Pb-Pb pueden proporcionar información de edades obviando el supuesto de una composición inicial isotópica de Pb. Es mucho más útil que las isócronas de U-Pb en sistemas donde el comportamiento de sistema abierto reciente se sospecha para el U, o si las mediciones de U son dificultosas (ejemplos en Barfod et al., 2002; Chen et al., 2004; Toulkeridis et al., 2010). La geocronología moderna de meteoritos emplea una modificación del isócrono Pb-Pb, al plotear  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Esta aproximación permite cálculos muy precisos de la proporción  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ , el cual es ponderado mediante las muestras que son las más sensibles al  $\text{Pb}_c$  (Amelin et al., 2009; Baker et al., 2005; Connelly et al., 2008; Wadhwa et al., 2009).

#### 2.2.6.2 Gráfico de Concordia de Wetherill

Los primeros investigadores observaron las limitaciones importantes que la doble desintegración de U a Pb pudiera tener en las aplicaciones geocronológicas. Wetherill (1956) introdujo los diagramas de Concordia, los cuales plotean el  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  versus  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  para los mismos análisis. La curva de concordia paramétrica puede entonces ser dibujada como una serie de soluciones de las ecuaciones (6) y (7) para iguales valores de  $t$  (Figura 2.3), la cual es no-lineal debido a que el  $^{238}\text{U}$  y el  $^{235}\text{U}$  tienen diferentes vidas medias. En otras palabras, los puntos en la curva de concordia son aquellos donde tanto el  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  y el  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  corresponden ambos a una misma edad. En el diagrama de concordia, todas las muestras que permanecieron en un sistema cerrado desde el tiempo de formación, caen en la curva de la concordia. Aquellas que no, son llamadas discordantes, y han experimentado alguna forma de comportamiento de sistema abierto.

Este gráfico fue rápidamente adoptado por los geocronólogos de U-Pb como una forma de identificar y cuantificar el comportamiento de sistema abierto en los minerales datables (Davis et al., 2003; Pidgeon et al., 1966; Russell y Ahrens, 1957; Titlon, 1960; Wasserburg,

1963). Desde entonces ha sido usado incontables veces, y entender su uso es esencial para cada científico que está interesado en el tiempo geológico, y esto es brevemente señalado aquí. El diagrama de concordia es también discutido en la literatura y en varios libros buenos (Dickin, 2005; Faure y Mensing, 2005). La discusión que sigue asume que todos los análisis han sido corregidos para el  $Pb_c$  y por tanto solo contienen plomo radiogénico.



**Figura 2.4** Representaciones gráficas de la historia de crecimiento de zircons en el diagrama de concordia de Wetherill. (a, b), y el diagrama de Tera-Wasserburg (T-W) (c). (a) Ejemplo de un zircón de 1700 Ma con pérdida de Pb o mezcla con un sobre crecimiento metamórfico.  $t_0$  es la edad de cristalización de los zircons; luego de 1700 Ma de almacenamiento interno de Pb como sistema cerrado, los zircons aparecen en la concordia en  $t_1$ ; en  $t_2$  los zircons sufren una pérdida de Pb o un crecimiento de nuevos zircons alrededor del núcleo antiguo:  $t'$  representa los zircons que son discordantes seguidos de una pérdida parcial de Pb o un sobre crecimiento mineral en  $t_2$ . (b) La misma información luego de que el sistema se ha cerrado nuevamente y continúa evolucionando hacia arriba de la curva de concordia. La línea de discordancia definida con análisis en púrpura ahora tiene una intersección superior con la concordia, representando el evento de cristalización ígnea original en  $t_1$ , y una edad de intersección inferior representada en  $t_2$ , como el tiempo antes del presente en el que bien la pérdida de Pb o el sobre crecimiento tuvo lugar. (c) El mismo escenario que en (b) pero en un diagrama de T-W. (d) Ilustración de cómo el escenario en (a) y en (b) sería posible de ser registrado en el evento de metamorfismo en  $t_2$ . (e) El caso en el que la pérdida de Pb ocurrió en  $t_2$ . Imágenes de zircons en (d) fueron tomadas de Schmitz y Bowring (2004). Fuente: Schoene (2014).

Las secciones 2.2.4 y 2.2.6 resumen gran parte de las fuentes geológicas y analíticas de las discordancias, respectivamente. Aquí, las causas de grandes cantidades de discordancia son examinadas para poder explicar cómo interpretar la información en el espacio de concordia,

sin necesidad de ir a detalle sobre los mecanismos por los cuales el comportamiento de sistema abierto ocurre. La pérdida de Pb, ganancia de Pb, pérdida de U, ganancia de U, mezcla de materiales de diferentes edades, todo esto puede causar *arreglos discordantes*.

La pérdida de Pb y la mezcla, o alguna combinación de estos, son los únicos mencionados en la literatura y tienen una interpretación similar en el espacio de concordia. Algunas evidencias experimentales y empíricas han sido usadas para argumentar que la movilidad del U puede ser importante bajo determinadas condiciones (por ejemplo, [Sinha et al., 1992](#); [Williams et al., 1984](#)).

Cuando un mineral cristaliza comienza a acumular Pb\* en un sistema cerrado, y las ratios  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  evolucionan de tal forma que ambas proporciones siguen la línea de concordia (**Figura 2.4**). Si el sistema experimenta un único episodio de pérdida de Pb, el plomo que escapa del sistema tiene una composición  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  del mineral en ese momento, que corresponde a su datación Pb-Pb (**ecuación 9**). Múltiples minerales que han experimentado una evolución similar, pero con cantidades diferentes de pérdidas de Pb caerán inicialmente en una línea de discordia que va a desde el origen e intersecta a la curva de concordia a la edad que corresponde con la edad real. (Por favor notar la diferencia entre datación y edad, la cual es descrita en la **sección 2.2.9.1**). En este caso, la datación Pb-Pb será idéntica a la datación superior de intersección. Si los minerales provienen de sistemas cerrados nuevamente, estos continúan acumulando Pb\* y evolucionan en una trayectoria tal que el arreglo de discordia se preserva como una línea. Si uno fuera a datar estos minerales 100 Millones de años después, la datación de intersección superior correspondería a la edad de formación real del mineral, y la intersección inferior de la línea de discordia intersectaría a la curva de concordia en la datación correspondiente al tiempo en el que se dio el evento de pérdida de plomo. En este caso, ninguna de las dataciones U-Pb o Pb-Pb de minerales individuales tendrían un sentido geológico, pero la línea de discordia podría dar una visión geológica. Si un análisis mezcla dos dominios con diferentes edades, por ejemplo, un núcleo de zircón antiguo y un anillo de zircón más joven, se observa exactamente el mismo efecto y la interpretación en el espacio de concordia es la misma. Este simple análisis gráfico puede ser extendido a múltiples eventos de pérdida de Pb o mezcla de múltiples miembros finales datados, y la información estará dispersa afuera de la línea, haciendo que la información geológica robusta sea difícil de extraer.

### 2.2.6.3 Diagrama de Tera-Wasserburg y las isócronas 3D

Muchos otros tipos de diagramas de concordia se pueden construir en el sistema de U-Th-Pb al poner dos (o más) de los cuatro relojes utilizables en los ejes. Los diagramas de Th-Pb versus U-Pb han sido usados ([Searle et al., 2007](#); [Steiger y Wasserburg, 1966](#); [Villeneuve et al.,](#)



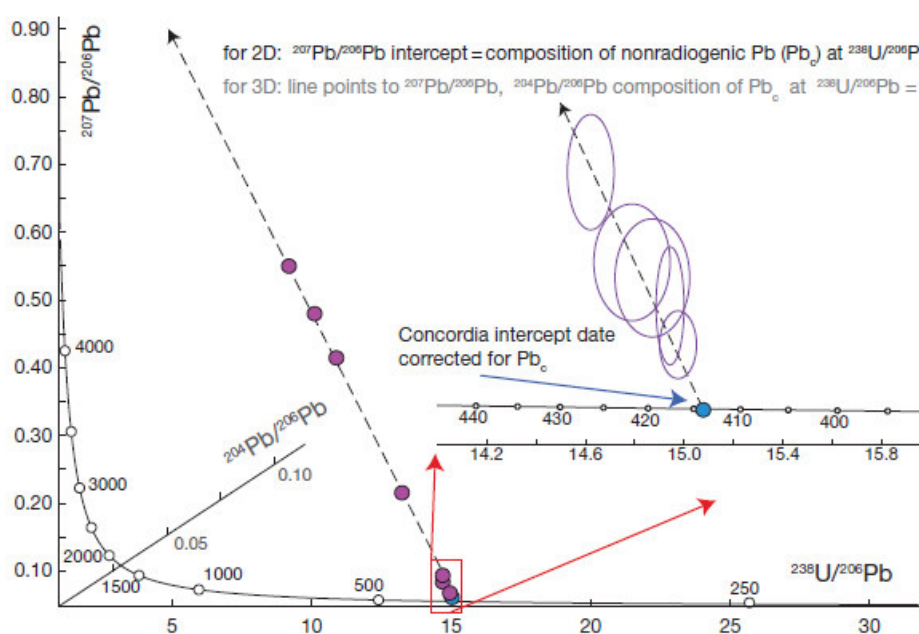
2000), especialmente para la monacita, cuya sistemática de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  se encuentra comprometida con el desequilibrio de  $^{230}\text{Th}$  debido a la alta proporción de Th/U. La alternativa más popular al diagrama de Wetherill es el diagrama de Concordia de Tera-Wasserburg (T-W), el cual pone al  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  y el  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  en los ejes x e y respectivamente (Tera y Wasserburg, 1972a,b). Si se plotea en el diagrama de T-W el  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$  y  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$  (por ejemplo, corregido para el  $\text{Pb}_c$ , tal como se hace en el diagrama de Wetherill), la información concordante y discordante puede ser interpretada de forma idéntica al diagrama de concordia de Wetherill (Figura 2.4). Sin embargo, si un conjunto cogenético de muestras caen fuera de la concordia únicamente por una variable de contaminación por una composición inicial de Pb, entonces la línea dibujada a través del conjunto de datos interceptará a la concordia en la edad real y al eje de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  en la composición de  $\text{Pb}_0$  (por ejemplo, donde  $U=0$ , entonces no habrá  $\text{Pb}^*$ ). Esto por tanto combina algunas de las ventajas de los métodos de las isócronas al mostrar las composiciones iniciales de Pb, con el poder de los diagramas de concordia al probar de forma simultánea señales de un comportamiento de sistema abierto (Figura 2.5).

Sin embargo, el poder de la regresión lineal en el espacio de T-W para identificar la composición del  $\text{Pb}_c$  se pierde si una muestra se ve afectada por una pérdida de Pb o la mezcla de dominios de diversas edades. Esto puede ser identificado si la discordia no se ajusta estadísticamente a una línea, o si son datados diferentes dominios de edades dentro de los minerales analizados. Una forma más rigurosa de probar estos supuestos se da mediante el uso de las isócronas 3D (Ludwig, 1998; Wendt, 1984), la cual determina de forma simultánea la composición inicial de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y la edad de las muestras cogenéticas (Figura 2.5). El método plotea al  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  en la tercera dimensión. Un conjunto de minerales cogenéticos cuya distribución sea causada únicamente por  $\text{Pb}_c$  debería de caer en una línea en este espacio, y, por tanto, además de proveer datos de alta precisión, este método puede probar si es que la pérdida de Pb o su herencia es importante en un conjunto dado de alta concentración de  $\text{Pb}_c$  (Ludwig, 1998). Estos métodos han sido aplicados de forma satisfactoria en numerosos casos, y usualmente dan lugar a estimaciones más precisas de la composición isotópica de  $\text{Pb}_c$  que el método de las isócronas 2D (Amelin y Zaitsev, 2002; Gelcich et al., 2005; Schoene y Bowring, 2006).

### 2.2.7 Causas de la discordancia en el sistema U-Th-Pb

Debido a que el sistema U-Th-Pb es ideal para estudiar el comportamiento de un sistema abierto, las causas de discordancia en el sistema han recibido gran atención. Como resultado, algunas de estas causas han llegado a ser bien comprendidas, mientras que otras aún permanecen siendo enigmáticas. Aquí, el termino discordancia ha sido usado simultáneamente con el comportamiento de sistema abierto. Sin embargo, como discutiremos en la **sección**

**2.2.9,** muchas muestras pueden haber experimentado un comportamiento de sistema abierto, pero siguen siendo estadísticamente concordantes (por ejemplo, superpuestas a la curva de concordia, con incertidumbre), especialmente en rocas jóvenes, o para información obtenida mediante técnicas de baja precisión analítica. Las razones no analíticas o 'geológicas', para la discordancia discutidas aquí, en cierto detalle, son: (1) mezcla, (2) pérdida de Pb, (3) desequilibrio de productos hijos intermedios, y (4) Pb inicial. Otros factores que causan discordancia, como la composición isotópica del U de la muestra y las incertidumbres de la constante de desintegración, serán discutidas en la **sección 2.2.9.**



**Figura 2.5** Diagrama de concordia de Tera-Wasserburg (T-W) mostrado en 2D y 3D. Nótese la discordancia causada por la mezcla de  $\text{Pb}_c$  inicial, el ajuste lineal resultante de la información intersección al eje de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  a valores más altos que los esperados debido a una mezcla de Pb radiogénico, para un componente mineral más antiguo. Ver el texto para la discusión. **Fuente:** Schoene (2014).

### 2.2.7.1 Mezcla de diversos dominios de edades

Se sabe muy bien que el zircón (y muchos otros minerales) puede tener núcleos más antiguos y una o más generaciones de sobre crecimientos más jóvenes que, si son analizados en conjunto, pueden dar lugar a arreglos discordantes en el espacio de concordia. Estos fueron inicialmente identificados de forma óptica en los montajes de granos minerales separados (Bickford et al., 1981; Corfu y Ayres, 1984; Krogh y Davis, 1975), posteriormente por imágenes de retrodispersión electrónica (Wayne y Sinha, 1988; Wayne et al., 1992), y finalmente las imágenes de catodoluminiscencia fueron ampliamente popularizadas (Hachar y Miller, 1993; Hadchar y Rudnick, 1995; Schenk, 1980). Las imágenes de retrodispersión



electrónica y catodoluminiscencia revelaron una zonación interna en los minerales, conociendo si es que diferentes zonas de crecimiento tienen un origen ígneo o metamórfico, si la reabsorción se produjo antes del sobre crecimiento, etc. Estas herramientas simples, pero poderosas, se usan ahora de forma extensa por los analistas que realizan geocronología in situ por el método de U-Pb, como un medio para identificar y aislar los diferentes dominios de crecimiento en zircones, monacitas, titanitas y apatitos. La alta resolución espacial de estas técnicas (ver la **sección 2.2.9**) ha sido crucial para revelar las historias metamórficas de las rocas que contienen minerales con zonaciones complejas (por ejemplo, [Bowring et al, 1989](#); [Cottle et al., 2009b](#), [Harley y Kelly, 2007](#); [Kelly y Harley, 2005](#); [Rubatto, 2002](#); [Schaltegger et al., 1999](#); [Vavra et al., 1996](#)). Las imágenes de granos minerales anteriores a la espectrometría de masa por disolución isotópica termal (ID-TIMS), está ganando uso como una forma de evitar los granos con núcleos heredados o para aislar diferentes dominios de crecimiento mediante un rompimiento mecánico de los granos previo al análisis ([Corrie y Kohn, 2007](#); [Crowley et al., 2007](#); [Gordon et al., 2010](#); [Hawkins y Bowring, 1999](#); [Schoene y Bowring, 2007](#)). Independientemente de qué técnica sea utilizada, el objetivo siempre aislar los núcleos minerales de los anillos de crecimiento con el fin de datar estos eventos con una alta precisión y exactitud, lo que se puede lograr al calcular las edades superior e inferior de intercepción en el espacio de concordia, o para establecer que los diferentes dominios espaciales no son temporalmente solucionables ([Dumnd et al., 2008](#)).

#### **2.2.7.2 Pérdida de Pb**

Un objetivo principal de los geocronólogos de U-Pb ha sido el entender los arreglos de discordancia en los análisis de zircones. A pesar de la mezcla de los dominios de crecimiento con diferentes edades es fácilmente entendible y ahora puede ser resuelto mediante las técnicas de medición de alta resolución, el proceso de pérdida de Pb tiene numerosas causas posibles, y es difícil de cuantificar. El ejemplo dado en la **Figura 2.4** sigue la interpretación común que la intersección inferior del arreglo discordante representa eventos geológicamente significativos que causan la pérdida de Pb en un conjunto de zircones. [Tilton \(1960\)](#) notó la extraña coincidencia que los arreglos discordantes de muchos zircones de diferentes continentes tenían intersecciones más bajas en términos generales, alrededor de los 600 Ma, pero no seguían arreglos lineales, como se esperaría en un evento simple de pérdida de Pb. En su lugar, él derivó fórmulas para explicar la pérdida de Pb en el espacio de concordia como un resultado de la difusión volumétrica del Pb a través de los retículos de los cristales de zircón. Realmente adivinó este modelo, es decir que, mientras que muchos zircones siguen siendo sistemas cerrados a través de una etapa de metamorfismo de alta temperatura, otros caen en arreglos discordantes con intersecciones menores que, de hecho, son más jóvenes que las

edades K-Ar en biotitas (en el que el Ar se difunde a temperaturas menores que 300°C) de las mismas rocas. Siguiendo el estudio detallado y empírico de [Silver y Deutsch \(1963\)](#), [Wasserburg \(1963\)](#) derivó las ecuaciones para un modelo en el que la pérdida de Pb ocurría por difusión, pero con un coeficiente de difusión que estuvo en función del daño por radiación del U- y el Th- en la estructura del zircón. Los modelos para difusión volumétrica del Pb han sido ahora descritos de forma analítica y numérica, y aplicados a termocronómetros de U-Pb como la titanita, apatito, y rutilo. Estas aplicaciones serán señaladas en la **sección 2.2.10**, mientras que el zircón tiene un tratamiento especial aquí.

El daño por radiación a los zircons como resultado tanto de radiación alpha y acumulaciones de trazas de fisión ([Deliens et al., 1977](#); [Meldrum et al., 1998](#); [Nasdala et al., 1996](#); [Pidgeon et al., 1966](#); [Silver y Deutsch, 1963](#)), y han sido usados para correlacionarlos aproximadamente con el grado de discordancia de algunos arreglos de zircons ([Nasdala et al., 1998](#)). A temperaturas por encima de los 250°C aproximadamente, el daño por radiación en los zircons sucede en escalas de tiempo geológicas cortas ([Ketcham et al., 1999](#)); información experimental para la difusión de Pb en los zircons muestra ser despreciable a temperaturas incluso mayores a los 900°C, en cristales no metamórficos ([Chemiak y Watson, 2001](#); [Lee, 1997](#)). Mecanismos adicionales que pueden contribuir a la pérdida de Pb es la deformación plástica de cristales como una medida de generar rápidas vías de difusión ([Reddy et al., 2006](#)) y disolución y reprecipitación hidrotermal de baja temperatura ([Geisler et al., 2002, 2003](#)). Sin embargo, la conclusión permanece en que la pérdida de Pb no debería de ocurrir en los zircons excepto a bajas temperaturas. [Mezger y Krogstad \(1997\)](#) infirieron que la pérdida de Pb a altas temperaturas es resultado de la recristalización de zircons metamórficos, y puede resultar en fechas de baja intersección, que pueden ser significativas, o no tener sentido. El concepto de 'recristalización,' sin embargo, es un proceso impreciso y mal definido. De forma alternativa, sería mucho más razonable que la edad de intersección inferior, que parece tener cierto sentido geológico (por ejemplo, corresponderían a un evento metamórfico conocido), pueden representar arreglos de mezclas de núcleos y anillos, que quizás están superpuestos a las pérdidas de Pb a bajas temperaturas en zircons metamórficos. O, de una forma más simple, que el opuesto exacto de la interpretación tradicional es correcta, y que las edades de intersección inferior no representan el tiempo en que la pérdida de Pb ha ocurrido, sino el tiempo en el que la pérdida de Pb se detuvo debido a un proceso de *annealing* (o 'cocimiento') de alta temperatura.

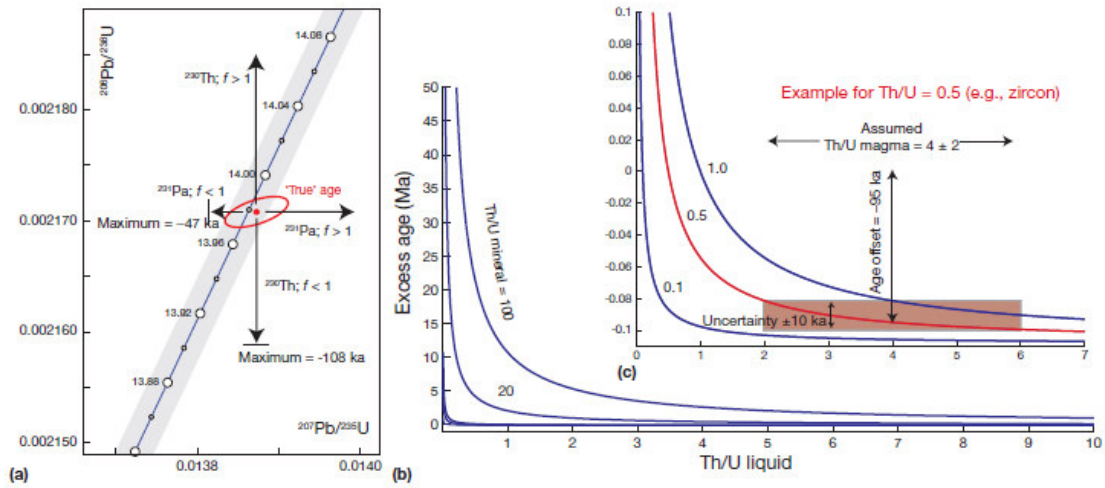
Cualquiera que sea el mecanismo exacto de pérdida de Pb en los zircons, los más importantes avances en cuanto al estudio de las discordancias han sido no para entender el fenómeno, sino para tratar de eliminarlo. Además de los métodos para evitar la selección de granos

metamícticos (Krogh, 1982a), se pueden resumir tres avances: (1) técnica de abrasión por aire (Krogh, 1982b), con la cual se remueven mecánicamente los dominios de granos exteriores, muchas veces ricos en U y más metamícticos, antes de realizar el análisis de los granos completos; (2) el uso de técnicas de datación in-situ, las cuales tienen suficiente resolución espacial para tratar de evitar los dominios que han tenido una pérdida de Pb, o aislar de forma intencional diferentes dominios de edades que pueden ser identificados texturalmente; y (3) la invención de la técnica de abrasión química (Mattinson, 2005), la cual genera un 'annealing' parcial en los zircones, y químicamente disuelven dominios discordantes, dejando un residuo de sistema cerrado dócil a los análisis.

### 2.2.7.3 Desequilibrio en el producto hijo intermedio

El asumir el equilibrio secular, señalado en la **sección 2.2.4**, es crucial para simplificar las complicadas cadenas de desintegración de U-Th-Pb en ecuaciones manejables por las cuales una edad puede ser calculada. Asumir esto es incorrecto, sin embargo, si es que uno o más de los productos hijos intermedios se fracciona de su isótopo padre, de tal manera que el mineral cristalizado no se encuentra en equilibrio secular inmediatamente después de haberse formado (Mattinson, 1973; Schäler, 1984). Esto puede ocurrir debido al fraccionamiento del producto intermediario durante la fusión parcial o durante la cristalización del líquido resultante. Aunque el fraccionamiento de los productos intermedios sin duda se produce durante los procesos de fusión parcial, y se ha documentado en rocas volcánicas jóvenes (por ejemplo, Condomines et al., 2003), el efecto de este proceso en los minerales más antiguos es difícil de cuantificar o incluso tratar cualitativamente. Sin embargo, es común intentar la corrección para el fraccionamiento durante la cristalización. De forma cuantitativa, si un producto intermedio es preferentemente particionado en un mineral sobre su padre, resultará en una cantidad en exceso de Pb\*, y por tanto un sobreestimado de la edad real. Por el contrario, una edad será subestimada si un producto intermedio es preferentemente excluido durante la cristalización (**Figura 2.6**). Dada la diversidad de comportamiento geoquímico de todos los elementos en las tres cadenas de desintegración, es improbable que cualquier mineral, de hecho, se encuentre en equilibrio secular al momento de su cristalización.

Por las razones expuestas en la **sección 2.2.4** y tal como se muestra en las ecuaciones (1) y (2), solo los productos intermedios con vidas medias lo suficientemente largas estarán presentes o ausentes en cantidades suficientes para afectar a la edad resultante. Los productos intermedios que cumplan con este criterio en la cadena de desintegración del  $^{238}\text{U}$  son el  $^{230}\text{Th}$  ( $t_{1/2}=75.4\text{ky}$ ) y el  $^{234}\text{U}$  ( $t_{1/2}=235\text{ky}$ ), pero se asume a veces que el  $^{234}\text{U}$  no se encuentra fraccionado de forma significativa del  $^{238}\text{U}$  a altas temperaturas.



**Figura 2.6** Ilustración de un disequilibrio del producto hijo intermedio (producto intermedio D). (a) Descripción de lo que podría suceder a una elipse en el espacio de concordia si es que fuera movido para una edad real por un disequilibrio de producto intermedio o  $^{230}\text{Th}$  y/o  $^{231}\text{Pa}$  (los marcadores en el gráfico de concordia están en Millones de años). (b) plot que muestra el exceso de edad esperado, dado un valor de Th/U para el líquido a partir del cual cristalizó el mineral, para los valores de Th/U en el mineral indicados por cada curva. Por ejemplo, si un mineral cristalizó con Th/U = 20 a partir de un líquido con Th/U=1, el mineral debería de tener una datación  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  que es aproximadamente 3 Ma más antigua. (c) Magnificación del panel (b) para ilustrar donde caen comúnmente los zircones: Th/U<sub>mineral</sub> < Th/U<sub>líquido</sub>. Nótese que para un zircón de Th/U=0.5 y un valor de Th/U asumido para un magma de  $4 \pm 2$ , el desfase total de edad de aproximadamente 95 mil años es mayor que la incertidumbre de corrección ( $\pm 10$  mil años). Así, es mejor estimar la proporción Th/U<sub>líquido</sub> y propagar las incertidumbres, en lugar de ignorar la corrección. **Fuente:** Schoene (2014).

El  $^{231}\text{Pa}$  es el único isótopo que tiene una vida media relativamente alta en la cadena de desintegración del  $^{235}\text{U}$ . El disequilibrio del  $^{230}\text{Th}$  ha recibido la mayor atención en la literatura, en parte debido a que los minerales con gran proporción de Th/U como la monacita, induce a fuertes fraccionamientos de Th y U desde el fundido hacia el mineral, resultando en un exceso de  $^{206}\text{Pb}$  que es fácilmente reconocible cuando se plotea contra el  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  en un gráfico convencional de concordia (Mattinson, 1973); Schärer (1984) y Parrish (1990) cuantificaron los efectos al relacionar la cantidad del producto intermedio perdido o ganado en relación con el equilibrio secular durante la cristalización del mineral usando versiones de la ecuación (10):

$$t_{\text{exceso}} = \left( \frac{1}{\lambda_{238}} \right) \ln \left[ 1 + (f - 1) \left( \frac{\lambda_{238}}{\lambda_{230}} \right) \right] \quad (10)$$

Dónde:

$$f = \left[ \frac{\left( \frac{\text{Th}}{\text{U}} \right)_{\text{mineral}}}{\left( \frac{\text{Th}}{\text{U}} \right)_{\text{líquido}}} \right] \quad (11)$$

Así,  $f$  es equivalente a la proporción de los coeficientes de partición entre el mineral y el fundido para el Th y el U para la fase de interés ( $D^{Th/U}_{\text{mineral/fundido}}$ ). En teoría, si los coeficientes de partición para los minerales son invariantes, entonces  $f$  debería de ser siempre el mismo y uno podría fácilmente realizar la corrección para el producto intermedio en desequilibrio; en realidad, los coeficientes de partición relativos del Th y U para minerales ricos en U es algo que no está bien entendido. Los coeficientes de partición entre zircón / fundido que han sido publicados, tanto para el Th y U, son variables (Fukuoka y Kigoshi, 1974; Hamchar y Van Westrenen, 2007; Hinton y Upton, 1991; Sano et al., 2002; Thomas et al, 2002) y pueden depender de la temperatura, presión, y composición del magma (Rubatto y Hermann, 2007). El particionamiento del Th y U entre el fundido y la titanita y apatito han sido determinados experimentalmente (Prowatke y Klemme, 2005, 2006a,b), pero el rango observado en los experimentos (por ejemplo, como resultado de la composición del magma), excluye una corrección de la composición total para el desequilibrio del producto intermedio, incluso en minerales magmáticos. Debido a las incertidumbres en el coeficiente de partición  $D^{Th/U}_{\text{mineral/fundido}}$  determinado experimentalmente, y la inconsistencia del factor  $f$  calculado empíricamente usando las edades  $^{232}\text{Th} - ^{208}\text{Pb}$  (Barth et al., 1994; Oberli et al., 2004), corregir el desequilibrio del  $^{230}\text{Th}$  resulta inherentemente impreciso. Afortunadamente, la proporción  $\text{Th}/\text{U}_{\text{mineral}}$  puede ser medida directamente durante la espectrometría de masas o estimada al asumir concordancia entre las edades de U-Pb y Th-Pb, midiendo  $^{208}\text{Pb}^*$ , y entonces calculando  $^{232}\text{Th}$ . Esto deja una incógnita,  $\text{Th}/\text{U}_{\text{líquido}}$ . Una aproximación es usar la proporción Th/U de la roca en la que el mineral fue extraído (Schäfer et al., 1990). Sin embargo, este estimado puede ser impreciso debido a que uno debe asumir que la roca representa la composición del líquido y que el U y el Th no han sido fraccionados desde la cristalización. Otra aproximación, para minerales volcánicos, es usar la proporción de Th/U del vidrio huésped (Bachmann et al., 2010; Schumitz y Bowring, 2001), asumiendo que el mineral crece directamente del líquido que se enfrió para formar el vidrio. Para minerales donde el  $f < 1$ , tal como el zircón y la xenotima, la corrección para el desequilibrio del  $^{230}\text{Th}$  tiene un límite inferior en  $f=0$ , dando lugar a una edad que es 110 ka más joven (Schärer, 1984; usando la constante de desintegración del  $^{230}\text{Th}$  de Cheng et al., 2000; Figura 2.6). En estos casos es común asumir una proporción  $\text{Th}/\text{U}_{\text{líquida}}$ , dado que estas proporciones usualmente caen entre 2 y 6 en los magmas. Las ecuaciones (10) y (11) pueden ser usadas para evaluar la influencia de esta suposición (Figura 2.6). Este ejercicio muestra que es más preciso hacer las correcciones asumiendo una proporción de  $\text{Th}/\text{U}_{\text{líquido}}$ , que no hacer ninguna corrección en absoluto. Propagar la incertidumbre de las correcciones a las dataciones finales resulta en la adición de una incertidumbre mínima, excepto para muestras muy jóvenes o muestras que hipotéticamente tienen proporciones similares de Th/U para el fundido y el mineral

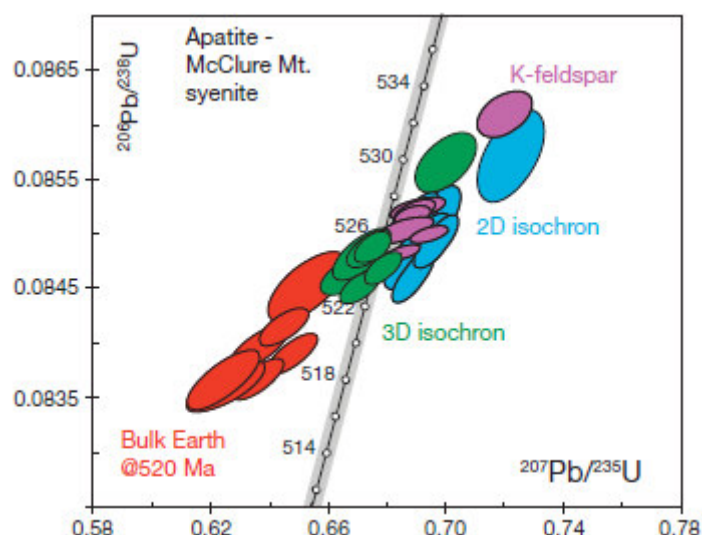
(Bachmann et al., 2010; Crowley et al., 2007). Para los minerales que tienen un  $f > 1$ , como la allanita y la monacita (y algunas veces titanita o apatito), la edad en exceso resulta de un desequilibrio inicial de  $^{230}\text{Th}$  que puede ser debilitante; muchos geocronólogos simplemente evitan usar las edades de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  en algunos casos (Cottle et al., 2009b; Crowley et al., 2009; Schoene y Bowring, 2006; Villeneuve et al., 2000).

El efecto para el desequilibrio de  $^{231}\text{Pa}$  no está muy bien entendido, en parte debido a que no hay otros isótopos de Pa que puedan ser usados como un puente para el fraccionamiento entre Pa y el U. Además, el Pa no es generalmente señalado en estudios de partición experimental. Schmitt (2007) midió la proporción de  $[^{231}\text{Pa}]/[^{235}\text{U}]$  en zircones volcánicos jóvenes y encontró valores ligeramente mayores que 1, sugiriendo que solo se presentaría un exceso de edad de 15ka en muestras muy antiguas. Sin embargo, el desequilibrio extremo del  $^{231}\text{Pa}$  ha sido documentado en zircones (Anczkiewicz et al., 2001), lo cual indica la importancia de estudios experimentales futuros para entender el efecto del particionamiento del Pa en las edades  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

#### 2.2.7.4 Corrección para el Pb inicial

Las ecuaciones de la (3) a la (5) ilustran la importancia de la corrección de la presencia del plomo inicial ( $\text{Pb}_0$ ; nótese la distinción usada aquí, en la que el  $\text{Pb}_0$  difiere del  $\text{Pb}_c$ , en la que el  $\text{Pb}_c$  es un término más general que incluye un blanco de laboratorio de Pb) en un sistema para poder obtener una edad precisa. Tanto las isócronas 2D y 3D pueden ser usadas para solucionar la composición isotópica del  $\text{Pb}_0$  si un conjunto cumple con los supuestos requeridos que van en los cálculos de las isócronas. En los diagramas de concordia de T-W (parte de todas las isócronas 3D, **sección 2.2.6.3**), el valor  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  del  $\text{Pb}_0$  es la intersección del eje Y, dado un sistema cerrado y una dispersión adecuada de los datos para definir una línea. El efecto del  $\text{Pb}_c$ , en el diagrama de concordia de Wetherill, es crear una discordancia con la pendiente igual a  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}^* (^{238}\text{U}/^{235}\text{U})$  (por ejemplo, la composición isotópica de U en la muestra), aunque los datos son generalmente corregidos para el  $\text{Pb}_c$  antes de ser plotados. Ningún conjunto de datos, en ninguno de los diagramas de concordia, pueden formar una matriz lineal, debido a la mezcla o pérdida de Pb. Es posible determinar si el  $\text{Pb}_c$  o la mezcla o pérdida de Pb es responsable de la dispersión de los datos para las muestras jóvenes debido a que el arreglo lineal creado por el  $\text{Pb}_c$  se encuentra a ángulos altos para la concordia y la intersección superior con la concordia se encuentra a menos de 4.5 Ga. Para las muestras del Paleoproterozoico o Arcaico, sin embargo, el arreglo de  $\text{Pb}_c$  puede ser cercanamente paralelo a las líneas de discordancia dadas por la mezcla o pérdida de Pb, y resulta peligroso asumir que esta sea la causa de la discordancia.





**Figura 2.7** Efecto de la corrección por  $Pb_c$  en diferentes métodos, de [Schoene y Bowring \(2006\)](#). Para las soluciones de isócronas, la información se hace una regresión para resolver la composición del  $Pb_c$ , entonces la data se vuelve a reducir con la composición usada para la corrección, y plotado en el diagrama de concordia. Para la corrección del Feldespato-K, este mineral fue lixiviado por pasos y la fracción radiogénica menor fue usada para reducir esta información. 'Bulk Earth' usa el modelo de [Stacey y Kramers \(1975\)](#) en los 520 Ma para realizar la corrección. Todas las incertidumbres se expresan en  $2\sigma$ . **Fuente:** [Schoene \(2014\)](#).

Otros métodos para la corrección común del Pb incluyen realizar una suposición con respecto a la composición. Por ejemplo, al medir las moles de  $^{204}Pb$  en una muestra y asumir una proporción  $^{206}Pb/^{204}Pb$  del  $Pb_c$ , de una sola muestra, uno puede calcular directamente la cantidad de  $^{206}Pb^*$  ([Williams, 1998](#)). Si uno asume que el total del  $^{206}Pb_c$  está compuesto por  $^{206}Pb_0$  y  $^{206}Pb$  de la muestra blanco, o cualquier número de fuentes, entonces será necesario medir o asumir la proporción de  $^{206}Pb/^{204}Pb$  de otras fuentes. En este caso las ecuaciones se vuelven más complicadas ([Ludwig, 1980](#); [McLean et al., 2011](#); [Schmitz y Schoene, 2007](#)). Asumir o medir las diferentes fuentes de Pb no radiogénico es un estándar en los ensayos ID-TIMS, aunque la cantidad y composición de cada una de las fuentes es aun difícil de determinar de forma precisa, y en casos donde el  $Pb^*$  es muy pequeño en relación con el  $Pb_c$ , esto presenta una importante fuente de incertidumbre. En el caso de los zircones, es fácil argumentar que no existe  $Pb_0$ , y que todo el  $Pb_c$  se introduce a través de una o más fuentes de contaminación en el laboratorio. La composición isotópica del  $Pb_0$  adoptada para otros minerales es a veces asumida basándose en el modelo de evolución de la composición global del Pb (por ejemplo, [Cumming y Richards, 1975](#); [Stacey y Kramers, 1975](#)) dada una edad estimada de cristalización del mineral. De forma alternativa, se puede estimar al disolver o lixiviar el Pb de fases pobres en U coexistentes, como el feldespato ([Catanzaro y Hanson, 1971](#); [Chamberlain y Bowring, 2000](#); [Housh y Bowring, 1991](#)); muchas publicaciones han hecho comparaciones directas con estas técnicas ([Chamberlain y Bowring, 2000](#); [Schmitz y Bowring, 2001](#);

**Schoene y Bowring, 2006, 2007)** con la conclusión general que el analizar fases cogenéticas brinda resultados más robustos (**Figura 2.7**). Sin embargo, **Schoene y Bowring (2006)** argumentan que el  $Pb_0$  en el apatito y titanita de una sienita provino de una fuente evolucionada que no está definida por el Pb del feldespatos y en su lugar prefieren la composición del  $Pb_0$  proveniente de una isócrona 3D. Así como el  $^{204}Pb$  es siempre el isótopo de Pb menos abundante presente (la proporción  $^{206}Pb/^{204}Pb \gg 1000$ , y esto es típico para los zircones), el  $^{204}Pb$  es difícil de medir y es además afectado por las interferencias isobáricas. De hecho, en muchas configuraciones analíticas típicas para las dataciones de U/Pb por LA-ICPMS, el  $^{204}Pb$  no es medido debido a la irresoluble interferencia isobárica del  $^{204}Hg$ , requiriendo diferentes métodos para la corrección del  $Pb_c$  (**Andersen, 2002; Horstwood et al., 2003**). Gran parte de estas son similares a las correcciones por el  $^{204}Pb$ , pero en su lugar involucran el asumir una composición inicial de  $^{207}Pb/^{206}Pb$  o  $^{208}Pb/^{206}Pb$  y que existe concordancia entre los sistemas de U-Th (**Williams, 1998**). La inicial '**corrección 207**' es esencialmente la misma que fijar una intersección de la proporción  $^{207}Pb/^{206}Pb$  en el gráfico de concordia de T-W y realizando una regresión a través de los datos, y así asumir una concordancia. Si la pérdida de Pb y la mezcla son importantes en un conjunto de datos, entonces tanto las correcciones 207 y 208 son imprecisas. **Andersen (2002)** presenta un método de corrección del  $Pb_c$  ausente de 204, utilizando todos los esquemas de desintegración que no asumen concordancias, pero en su lugar asumen un tiempo de pérdida de Pb.

### 2.2.8 Técnicas de Medición

Existen tres principales métodos usados para la geocronología de U-Th-Pb: (1) Espectrometría de Masas mediante Dilución Isotópica por Ionización Termal (ID-TIMS), (2) Espectrometría de Masas por Iones Secundarios (SIMS); y (3) Ablación Láser en Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado por Inducción (LA-ICPMS); (**Figura 2.8**). Las aplicaciones más modernas para la geocronología de U-Th-Pb ahora involucran tanto separar los minerales de interés por métodos estándares magnéticos y técnicas de densidad y datación individual, seleccionando los granos minerales con cuidado o midiendo los granos en secciones delgadas, o en montajes de granos con resina epóxica usando técnicas in-situ. Las excepciones a los estudios involucran datar materiales con escaso contenido de U como los carbonatos y los meteoritos, donde diferentes aproximaciones deben de ser tomadas en cuenta (ej. **Connelly y Bizzarro, 2009; Rasbury y Cole, 2009**). Una discusión más general de la precisión y exactitud del método U-Pb en la **sección 2.2.9**.

Varios métodos para la geocronología de U-Th-Pb existen y que no miden ni el U ni el Pb, o ningún tipo de isótopos. El método de evaporación de zircones, que pone a un zircón directamente en un filamento de TIMS, mide la proporción de  $^{207}Pb/^{206}Pb$  y fue aplicado

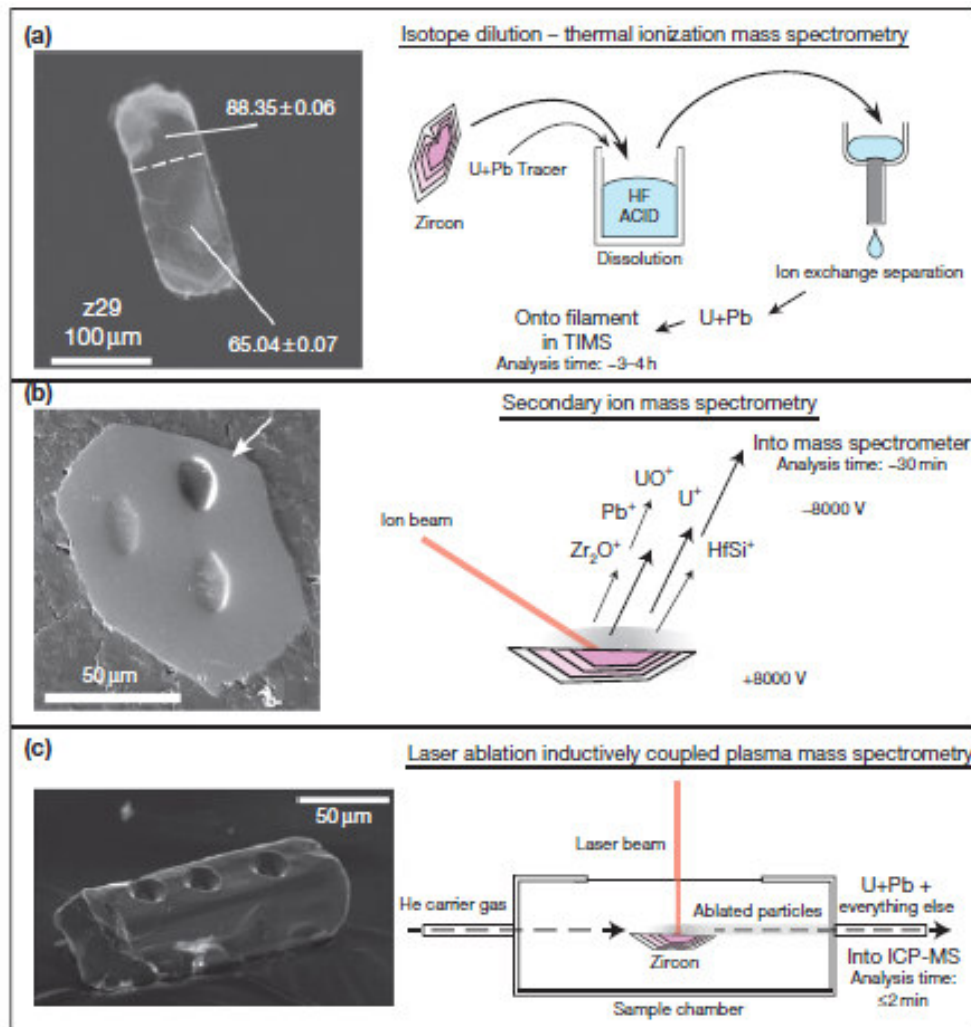


ampliamente a rocas del Arcaico con la intención de eliminar la discordancia, pero desafortunadamente no puede ser probada sin medidas del U (Davis, 2008; Kober, 1986; Kröner y Todt, 1988; Kröner et al, 1996).

Otros métodos involucran la medida de las abundancias elementales de U-Th-Pb, pero no de sus isótopos. El método de U-Th-Pb<sub>Total</sub>, coloquialmente llamado el *método de datación U-Th-Pb por microsonda electrónica*, permite el cálculo de cualquier edad al medir la composición química en una microsonda electrónica (Cocherie et al, 19998; Montel et al, 1996). La limitante de este método es que uno debe de asumir que existe concordancia y no existe Pb<sub>c</sub>, y el método se restringe a minerales con suficiente cantidad de U, Th y Pb a ser medidos con adecuada precisión con una microsonda electrónica (por ejemplo, la monacita). La ventaja es la resolución espacial inigualable de hasta 1 micrómetro, la cual puede ser crítica para resolver historias de crecimiento de monacitas poligenéticas (Mahan et al., 2006; Williams y Jercinovic, 2002; Williams et al., 2007).

#### 2.2.8.1 ID-TIMS

El método ID-TIMS (*Isotope Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometry*, o Espectrometría de Masas mediante Dilución Isotópica por Ionización Termal) fue iniciado en 1950 por Alfred Nier y fue la única herramienta para geocronología U-Pb por varias décadas. Inicialmente, las muestras variaron de rocas enteras a muy grandes (muchos gramos) alícuotas de separados minerales relativamente puros, que eran disueltos en recipientes de acero antes del análisis, con precisiones citadas de un pequeño tanto por ciento sobre los coeficientes de Pb/U (Figura 2.9). El tamaño de la muestra se ha reducido en muchos órdenes de magnitud y la precisión aumentó en un factor de 10-100, de tal manera que ahora algunos laboratorios miden pequeños fragmentos de minerales individuales con una precisión mejor que 0,1% para una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (Figuras 2.8 y 2.9). Otros resúmenes del método ID-TIMS aplicados a la geocronología U-Pb se pueden encontrar en Bowring et al. (2006) y Parrish and Noble (2003). La bien documentada complejidad de las poblaciones de zircones de muestras individuales hizo necesario medir granos minerales individuales por el método ID-TIMS.



**Figura 2.8** Gráfico que muestra los tres tipos de análisis geocronológicos de U-Th-Pb más comunes. Cada método muestra una imagen de un zircón que fue analizado para tomar en cuenta el tamaño de la muestra. Los diagramas a la derecha muestran cómo es que el método funciona. Ver la **sección 2.2.8** del texto para una discusión detallada. (a) Método de dilución isotópica por ionización termal y espectrometría de masas (ID-TIMS). La imagen de los zircons micro muestreados que han sido posteriormente analizados provienen de [Gordon et al. \(2010\)](#). (b) Espectrometría de masas por iones secundarios (SIMS). La imagen del zircón es de una muestra lunar analizada por [Grange et al. \(2011\)](#). Espectrometría de masas por Plasma Acoplado por Inducción y Ablación laser (LA-ICP-MS). La imagen es de [Cottle et al. \(2009b\)](#). Fuente: [Schoene \(2014\)](#).

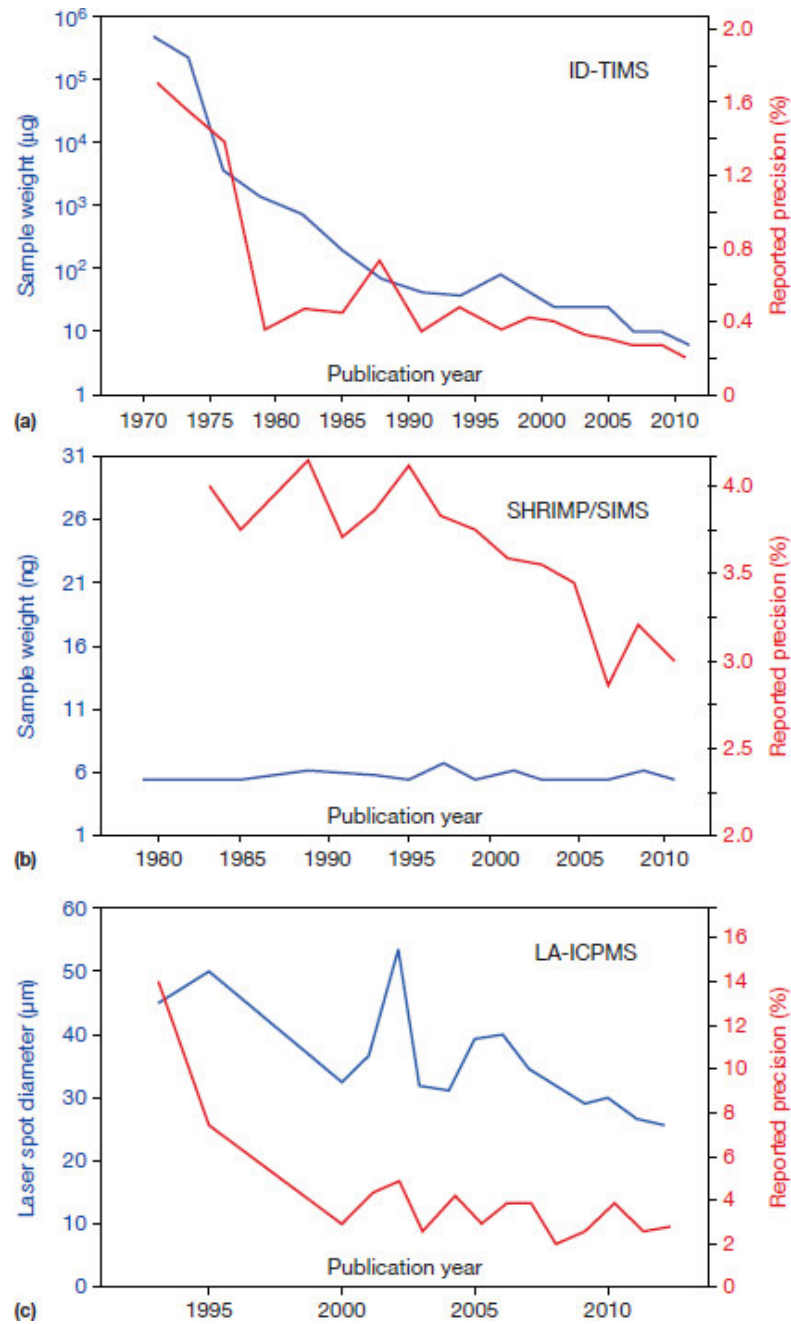
Estos son generalmente seleccionados a mano usando un microscopio óptico, aunque se ha vuelto más común el previsualizar los zircons vía imágenes de retrodispersión o catodoluminiscencia antes del análisis, y se realiza de forma rutinaria en los métodos in-situ. La remediación de la pérdida del Pb en zircons fue realizada por más de 20 años por el método de abrasión por aire ([Krogh, 1982b](#)), removiendo los anillos externos del zircón más ricos en U, los cuales están usualmente más dañados por radiación y propensos a la pérdida de Pb.

Más recientemente, la mejora o eliminación de la pérdida de Pb es abordada a través de abrasión química ([CA-TIMS, Mattinson, 2005](#)), la cual disuelve selectivamente los dominios

dañados por radiación o alterados de los zircones, sin importar su posición en el grano. Este método ha mejorado considerablemente tanto la precisión como la exactitud del método ID-TIMS, y se discute en la **sección 2.2.9.5**.

Los minerales seleccionados para la datación (con o sin abrasión química), son inyectados con una solución trazadora disuelta en tubos de teflón, ya sea en HF o HCl, y el U y Pb son idealmente separados de otros elementos utilizando la química de intercambio iónico. Esta metodología no ha cambiado desde la introducción del teflón a la geocronología (Krogh, 1973), aunque todos los materiales y tubos se han reducido enormemente de tamaño para tomar en cuenta las muestras de tamaños menores y reducir el blanco de Pb (por ejemplo, Parrish, 1987). Separar el U y el Pb mediante la química del intercambio iónico sirve para dos propósitos: (1) debido a que la ionización termal los espectrómetros de masa son altamente sensibles, con resolución de masas muy pequeñas, por lo que las interferencias isobáricas potenciales son removidas antes del análisis; y (2) otros elementos tienen la tendencia a impedir la ionización del Pb y el U en el filamento, reduciendo de esta forma el tamaño de la señal, y por tanto la precisión.

La técnica TIMS involucra poner la muestra en un filamento de metal (comúnmente de Renio), y calentar hasta ionizar los elementos de interés, los cuales son a su vez acelerados en un espectrómetro de masas magnético al aplicar entre 8000 y 10000V de potencial eléctrico cerca del filamento, bajo un vacío. En las medidas del U-Pb, el Pb se ioniza predominantemente como  $Pb^+$  y el U se mide ya sea como el metal  $U^+$  o como el óxido  $UO_2^+$ . Para las medidas de óxido de uranio, tanto el Pb como el U pueden ser puestos en el mismo filamento en un emisor de gel de sílice (por ejemplo, Cameron et al, 1969; Gerstenberger y Haase, 1997) y analizados a diferentes temperaturas. Las proporciones de Uranio deben, en este caso, ser corregidas para una composición isotópica de oxígeno asumida o medida (por ejemplo, Schmitz y Bowring, 2001; Wasserburg et al., 1981).



**Figura 2.9** Plot del tamaño de la muestra y precisión versus la fecha de publicación para cada tipo de método. La información fue obtenida al buscar entre las 10 publicaciones más citadas dado un periodo de 1 a 2 años y al extraer la incertidumbre  $2\sigma$  citada en las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  o las proporciones para análisis individuales (no las medias ponderadas), entonces tomando el promedio de las 10 publicaciones. Algunos picos con valores demasiado altos o bajos fueron retirados del análisis (debido a que probablemente la data fuera demasiado imprecisa, o si es que el tamaño de la muestra fue anormalmente grande, pero no en los casos opuestos. Así, la información se encuentra sesgada hacia valores de precisión más altos y tamaños de muestras más pequeñas. El peso de las muestras está dado para ID-TIMS y SHRIMP/SIMS, pero no para LA-ICPMS debido a que las profundidades de los agujeros no se encuentran reportadas de forma consistente. Todas las incertidumbres se expresan como  $2\sigma$ . Fuente: Schoene (2014).

El metal Uranio es analizado al cargar el U en un filamento separado del Pb en una sustancia reductora, o usando la técnica del triple filamento (Chen y Wasserburg, 1981; Condon et al, 2010; Hiess et al., 2012). Los tiempos de medición típicos están en el orden de las pocas horas para el Pb, si es medido en un contador iónico simple, y mucho más rápido si es medido en tazas de Faraday, aunque estas últimas solo son posibles mediante el uso de grandes muestras (>100 pg Pb).

El Uranio puede también ser medido en un contador de iones o en una taza de Faraday, pero idealmente la última, dando unas precisiones lo más altas posibles ( $\geq 0.002\%$  en lugar de  $\geq 0.01\%$ ) para materiales individuales con unos pocos nanogramos de U. Las altas precisiones que se han logrado con TIMS, en relación con otras técnicas es principalmente resultado de la generación de rayos iónicos estables con un fraccionamiento dependiente de la masa relativamente pequeño y predecible sobre horas de análisis.

Disolución isotópica se refiere al proceso de enriquecer una muestra con una cantidad conocida de uno o más isótopos trazadores para así convertir las proporciones medidas por la espectrometría de masas a moles de isótopos de la muestra. Se quiere un trazador mezclado de U –Pb para las medidas realizadas por TIMS debido a que ambos elementos no pueden ser medidos de forma simultánea durante el análisis, e incluso si uno lo intenta, la eficiencia de ionización es tan diferente entre estos dos elementos que una corrección sustancial e imprecisa debería de aplicarse para tomar en cuenta el fraccionamiento elemental. Algunos trazadores modernos para el método U-Pb ID-TIMS involucran algunas mezclas de  $^{205}\text{Pb}$ ,  $^{202}\text{Pb}$ ,  $^{233}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ , y  $^{236}\text{U}$ . De estos isótopos, solo el  $^{235}\text{U}$  ocurre de forma natural, haciendo que las ecuaciones usadas para calcular las moles de, por ejemplo, el  $^{206}\text{Pb}$ , de una forma bastante simple:

$$\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{205}\text{Pb}}\right)_{\text{medido}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}_{\text{muestra}} + {}^{206}\text{Pb}_{\text{blanco}} + {}^{206}\text{Pb}_{\text{trazador}}}{{}^{205}\text{Pb}_{\text{trazador}}}\right)$$

Donde el primer término se encuentra ya corregido para un fraccionamiento isotópico dependiente de la masa, durante el análisis. El  $^{206}\text{Pb}_{\text{trazador}}$  y el  $^{205}\text{Pb}_{\text{trazador}}$  son conocidos, y el  $^{206}\text{Pb}_{\text{blanco}}$  puede ser estimado de una cantidad de  $^{204}\text{Pb}$  medida en función del  $^{205}\text{Pb}$ , y la proporción  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  del blanco. En minerales que contienen una cantidad inicial de  $\text{Pb}_c$ , esta ecuación se vuelve ligeramente más complicada dada la necesidad de particionar el  $^{204}\text{Pb}$  en sus componentes de blanco ( $\text{Pb}_c$ ) e inicial ( $\text{Pb}_0$ ).

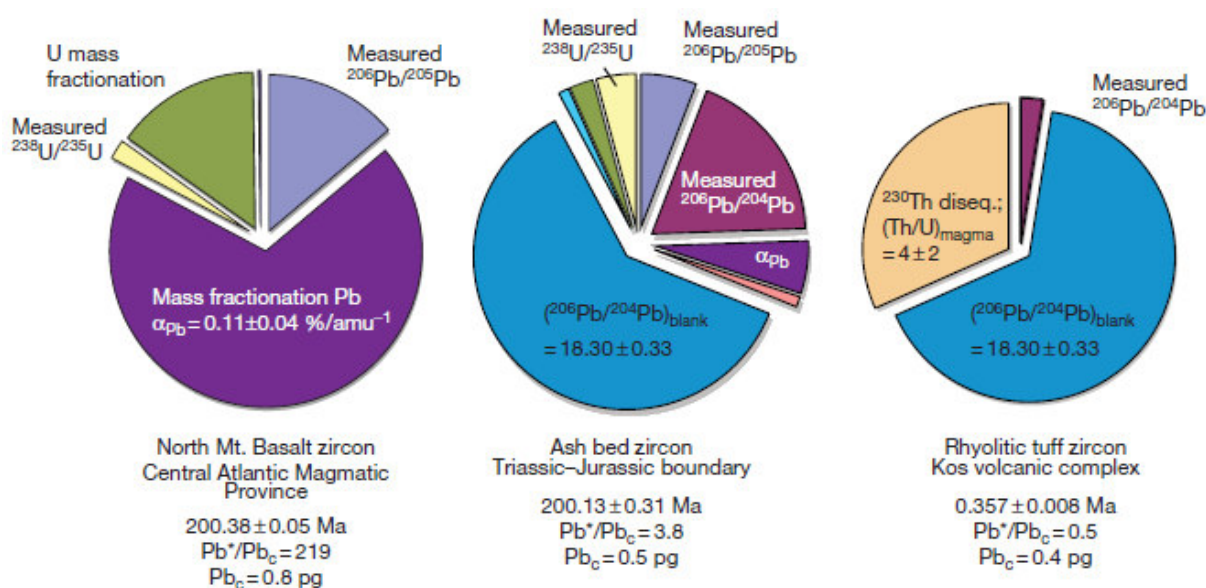
Como se puede ver en la **Figura 2.9**, el método de geocronología U-Pb por ID-TIMS es de lejos, la técnica analítica más precisa. Los avances iniciales en la precisión a lo largo de los años 1960 y 1970, fueron resultado de mejores espectrometrías de masas y menores niveles de contaminación de Pb (blancos). La gran disminución del tamaño de la muestra y una mayor

precisión en la década de 1970 puede haber sido enteramente el resultado de la introducción de teflón en la geoquímica isotópica (Krogh, 1973). Los siguientes 20 años muestran pocas mejoras en la precisión, pero una gran disminución en el tamaño de la muestra, a medida que los investigadores impulsaron análisis de minerales individuales (Lancelot et al., 1976; Michard-Vitrac et al., 1977; Oberli et al., 1990; Parrish, 1987, 1990; Vol Blannenburg, 1992). Posteriormente, mayor énfasis en mejor espectrometría de masas, eficiencia de ionización del Pb y del U, y una continua reducción de blancos de Pb, ha reducido la incertidumbre de las edades reportadas, de tal modo que la precisión promedio reportada en los últimos años en dataciones de zircones individuales está alrededor del 0.2%, habiéndose alcanzado hasta un 0.05% en algunos laboratorios.

Debido a la reproducibilidad del fraccionamiento de masas y el uso de la disolución isotópica, las fuentes de incertidumbre en la datación por el método U-Pb ID-TIMS se pueden tanto identificar como cuantificar. Los recientes esfuerzos para redibujar la reducción de datos y la estimación de la incertidumbre se han traducido en softwares transparentes y bien documentados que están disponibles gratuitamente y son adecuables a numerosas plataformas de espectrómetros de masas. (Bowring et al., 2011; McLean et al., 2011; Schmitz and Schoene, 2007).

Un resultado interesante de estos esfuerzos es la capacidad de cuantificar diferentes fuentes y la magnitud de la incertidumbre de cada análisis U-Pb, proporcionando de este modo los objetivos para una posterior mejora. La **Figura 2.10** ilustra las fuentes más importantes de incertidumbre para tres diferentes análisis en zircones individuales utilizando gráficos circulares. Los gráficos se construyen mediante la comparación de las magnitudes de todas las fuentes de varianza que se suman a la varianza de la edad resultante (Schmitz y Schoene, 2007), donde la varianza es la desviación estándar al cuadrado. Para otros diagramas de visualización que de forma importante contienen más información sobre las fuentes de covarianza, véase McLean et al. (2011) y Bowring et al. (2011). Tenga en cuenta que las contribuciones relativas de la varianza de cada variable pueden ser muy diferentes y dependen de la edad, el contenido de Pb\*, el blanco de Pb, etc. Un usuario puede así identificar las mayores contribuciones a la incertidumbre y tratar de mejorarlas en un trabajo posterior, a través de menores blancos de Pb, una composición isotópica más restringida de blancos de Pb, o una mejor espectrometría de masas. Vale la pena señalar, sin embargo, que un gran número de estas fuentes de incertidumbre son todavía difíciles de cuantificar. La composición isotópica del blanco de Pb, que proporciona la base para restar isótopos Pb<sub>c</sub> de los isótopos de la muestra, es difícil de medir y potencialmente muy variable debido a que el blanco puede provenir de muchas potenciales fuentes diferentes (reactivos, filamentos de Re, etc.).





**Figura 2.10** Diagramas circulares mostrando las fuentes más importantes de incertidumbre para los análisis ID-TIMS, y como es que cambian como una función de la edad, la proporción  $Pb^*/Pb_c$ , y el  $Pb_c$ , y la precisión analítica. Las dataciones son  $^{206}Pb/^{238}U \pm 2\sigma$  y representan la raíz cuadrada de las varianzas sumadas para los componentes individuales. Los dos gráficos a la izquierda son los análisis de [Schoene et al. \(2010a,b\)](#), y el que se encuentra a la derecha es de [Bachmann et al. \(2010\)](#). En el diagrama de la izquierda, cerca del 70% de la varianza de 0.05 Ma proviene de la varianza en el fraccionamiento de masas durante la espectrometría de masas. Esto implica que al usar un trazador doble de Pb mejoraría las incertidumbres de forma drástica para esta muestra. En el gráfico del centro, donde el  $Pb^*$  es muy bajo, cerca del 55% de la varianza proviene de la composición isotópica del blanco, y usando una solución doble de Pb, no incrementará la precisión de forma marcada. El tercer gráfico muestra el ejemplo extremo donde la corrección para el desequilibrio del  $^{230}Th$  contribuye con un porcentaje significativo a la incertidumbre total. Los diagramas circulares fueron generados usando algoritmos y una hoja de cálculo modificada de [Schmitz y Schoene \(2007\)](#). Fuente: [Schoene \(2014\)](#).

La corrección por el  $Pb_c$  (no blanco de Pb), aunque en general no sea aplicable a zircones, también es difícil de medir directamente, pero es importante en minerales con una proporción inicial de Pb elevada, como la titanita y apatito (ver **sección 2.2.7.4**). Las interferencias isobáricas tales como la del  $^{205}Tl$  y  $BaPO_4$ , aunque son eliminadas durante la química de intercambio iónico antes de cargar la muestra sobre el filamento, aún requieren una cuidadosa consideración (por ejemplo, [Amelin y Davis, 2006](#)). El fraccionamiento de masas de Pb durante la medición es una fuente significativa de incertidumbre, especialmente cuando se corrige usando la media de medidas estándar repetidas, por lo que uno debe de asignar su reproducibilidad como una incertidumbre en cada medición.

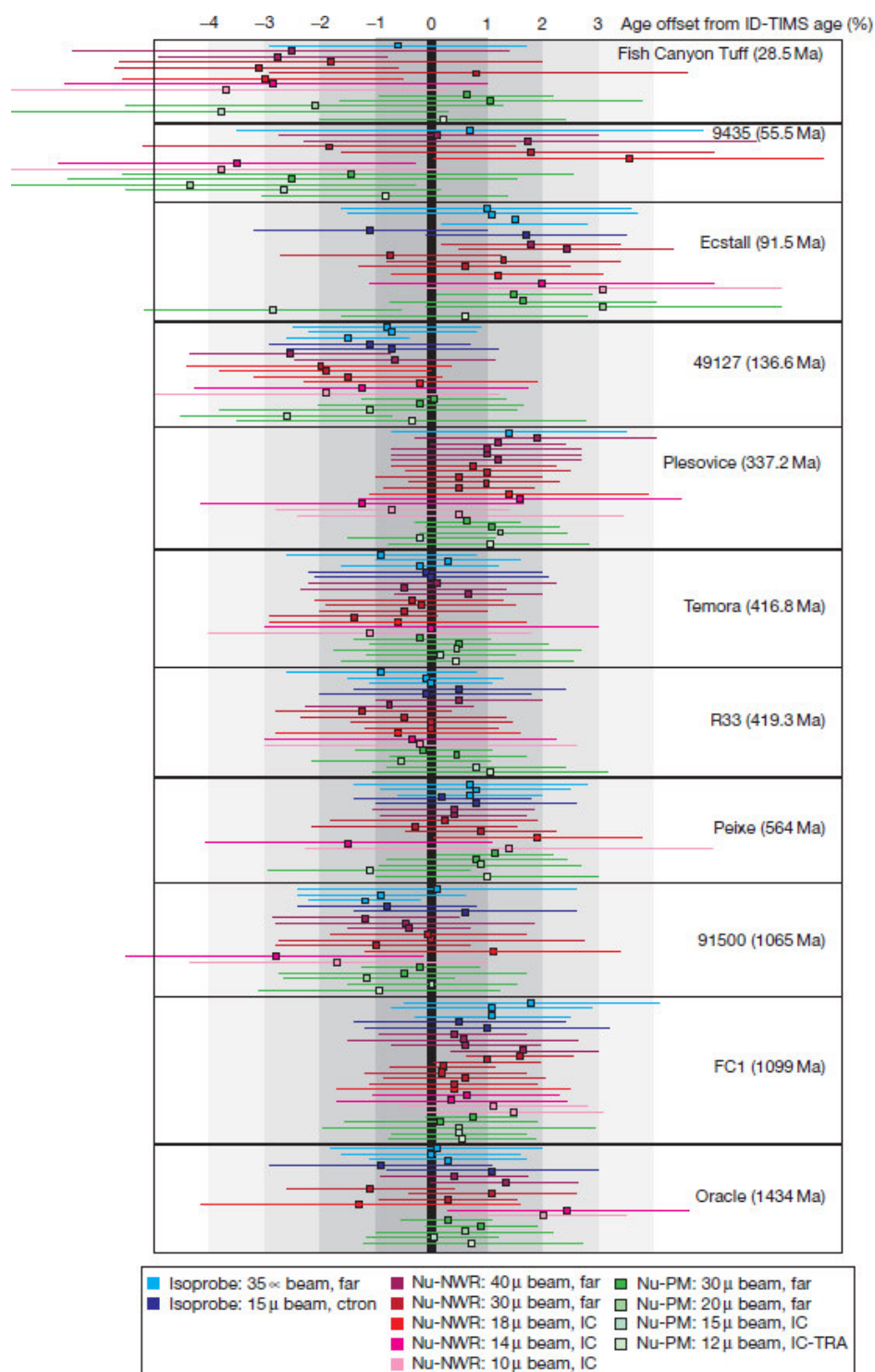
La adición de una solución trazadora de enriquecimiento doble de Pb, y doble de U para la dilución de isótopos, disminuye drásticamente la contribución a la incertidumbre de fraccionamiento de masa ([Schoene et al., 2010a](#)), pudiendo reducir la incertidumbre de edades por el método U-Pb y Pb-Pb hasta en un 50% para el análisis de muestras pobres en blancos de Pb y ricas en  $Pb^*$ .

Algunos estudios que utilizan enriquecimiento de doble Pb también han reconocido la importancia de fraccionamiento de masas independiente (por ejemplo, Thirlwall, 2000), y aunque la magnitud de este efecto es relativamente pequeña (alrededor del 0.01% amu<sup>-1</sup>), la cuantificación de esto probablemente se volverá más importante en geocronología de alta precisión en un futuro próximo (Schoene, 2014).

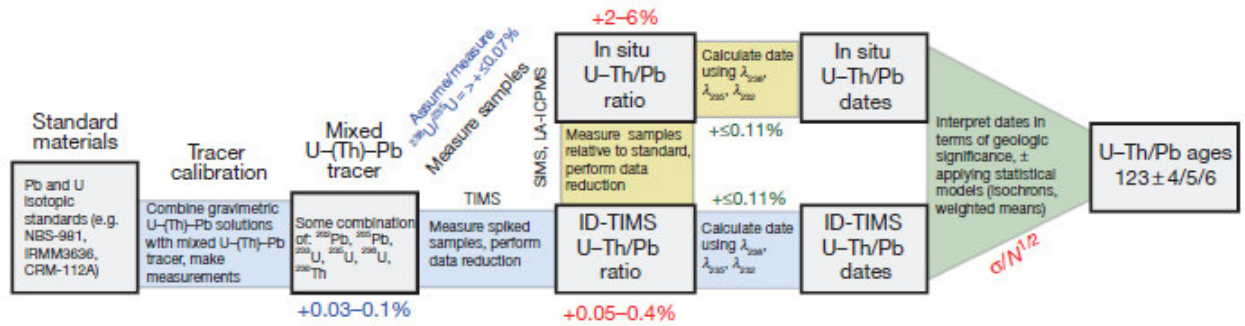
#### 2.2.8.2 SIMS

El método SIMS (*Secondary Ion Mass Spectrometry*, o Espectrometría de Masas por Iones Secundarios) se desarrolló en la década de 1970 como un medio para medir pequeños dominios de material para la composición isotópica y la abundancia de los elementos (Andersen y Hinthorne, 1972a, b; Shimizu et al, 1978). El método SIMS fue rápidamente reconocido como una poderosa herramienta para la resolución de edades dentro de zircones individuales con historias de crecimiento complicadas (Compston et al, 1984; Hinthorne et al, 1979). El desarrollo de las microsondas sensibles de muy alta resolución formó la base de la geocronología moderna de U-Th-Pb por el método SIMS (Compston et al., 1984), y sigue siendo una poderosa herramienta para datar minerales pequeños (<100 mm) dentro de su contexto y/o dominios, en cristales individuales que se revelan a través de diversas técnicas de petrografía (ver sección 2.2.7.1). Excelentes descripciones de esta técnica aplicada al análisis U-Th-Pb se pueden encontrar en diversas publicaciones (Ireland y Williams, 2003; Williams, 1998), y aquí se pretende enfatizar en los aspectos más importantes. El poder de la técnica SIMS reside en su capacidad para realizar la ablación de manchas de pequeño diámetro (10-40 mm) con una profundidad también muy pequeña (<4 mm) golpeando la superficie con un haz de iones de alta energía en el vacío (por lo general O<sup>-</sup> o O<sub>2</sub><sup>-</sup>). Una pequeña porción del material liberado forma iones atómicos o compuestos iónicos moleculares y se aceleran en un espectrómetro de masas (este proceso se denomina *pulverización catódica*, o *sputtering*). Debido a que la materia ionizada está compuesta de cada elemento presente en el mineral objetivo, así como óxidos e hidróxidos, se requiere de una gran resolución de masas para resolver posibles interferencias isobáricas.





**Figura 2.11** Comparación de las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtenidas mediante LA-ICPMS con edades ID-TIMS para zircones bien caracterizados que tienen un rango de edades desde los 28 a los 1434 Ma, realizados en el Arizona Laserchron Center ([Gehrels et al., 2008](#)) Toda la información es relativa a un zircón estándar denominado SL-1. Cada cuadrado es la media ponderada de un conjunto de diez mediciones por LA-ICPMS, y las barras de error muestran la desviación estándar  $2\sigma$  para la media ponderada. Ningún análisis ha sido rechazado, y la información fue recolectada desde el 2006 hasta el 2011. Los términos “Isoprobe” y “Nu” se refieren al método ICP-MS usado, y NWR y PM se refieren al láser usado. Far=Tazas de Faraday. Ctron=Channeltron, IC=Contador Iónico. Las mediciones en  $\mu$  se refieren al tamaño del agujero en  $\mu\text{m}$ . **Fuente:** [Schoene \(2014\)](#).



**Figura 2.12** Diagrama de flujo simplificado mostrando las fuentes de incertidumbre interna (en rojo) y sistemática (azul y verde) en la geocronología de U-Pb, comenzando desde los materiales usados para calibrar los trazadores usados para las dataciones ID-TIMS. Las cajas grises contienen tanto aspectos físicos o números y textos entre los cuales se describe el proceso involucrado en llegar de una caja a otra.  $\sigma/N^{1/2}$  se refiere a la reducción de la incertidumbre relacionada a tomar la media ponderada, donde N es el número de análisis. El número final en la caja gris muestra una forma de reportar las incertidumbres con varios grados de incertidumbre sistemática propagada en comparación con diferentes tipos de información. Ver la **sección 2.2.9.1** del texto para la discusión. Todas las incertidumbres están expresadas en  $2\sigma$ . **Fuente:** Schoene (2014).

La combinación de un sector magnético de gran radio, y un analizador electrostático resulta en resoluciones de masas de hasta 10000. Esto permite a uno distinguir entre, por ejemplo,  $^{206}\text{Pb}^+$  ( $M=205.97$ ) y el  $\text{HfSi}^+$  ( $M=205.92$ ), el cual es crucial para datar los zircones por este método (Ireland y Williams, 2003).

A diferencia de la geocronología TIMS, el método SIMS no puede utilizar la dilución de isótopos para calcular la proporción Pb/U. En su lugar, las muestras desconocidas se analizan en rotación con un mineral estándar que tenga una proporción Pb/U conocida y se aplica una corrección asumiendo que el fraccionamiento del Pb a partir del U durante la pulverización catódica es la misma en ambos casos. Aunque esto no es generalmente factible, se demostró que el  $\text{Pb}^+/\text{U}^+$  covaría junto con el  $\text{UO}^+/\text{U}^+$  durante una sesión analítica (Hinthorne et al., 1979). Debido a que el  $\text{UO}^+/\text{U}^+$  puede ser medido directamente, el desplazamiento de la proporción de Pb/U real de la muestra hacia el estándar puede ser estimado con mucha más confianza. No obstante, la reproducibilidad requiere que las condiciones tanto para el estándar y para la muestra desconocida sean las mismas – desde la perfección de la superficie de la muestra pulida, hasta el tamaño del pozo y la intensidad del rayo, para coincidir con el material de la matriz (es decir, un estándar de zircón para una muestra desconocida de zircón, siendo importante la coincidencia de las composiciones de los zircones; Black et al, 2004; Williams, 1998).

La precisión reportada para las dataciones individuales por el método de SIMS en U-Pb está en un promedio del 3%, con lo que solo ha podido mejorar ligeramente en varias décadas de uso. Esta falta de mejoría se debe en parte a las limitaciones inherentes en el fraccionamiento del

U/Pb durante las mediciones, así como un testimonio del rigor analítico practicado por los primeros investigadores en utilizar este método.

La pulverización catódica del material analizado se realiza a tasas muy lentas, dejando pozos de solo unos pocos micrómetros de profundidad en aproximadamente 30 minutos de tiempo de análisis. No obstante, durante el tiempo de análisis, el fraccionamiento elemental, junto con los cambios composicionales en el mineral objetivo y el estándar, además de la variable intensidad del rayo, limita la precisión alcanzable (Ireland y Williams, 2003; Williams, 1998).

#### 2.2.8.3 LA-ICPMS

El método de ablación láser, que implica la emisión de un láser sobre la superficie de un mineral, y llevar los aerosoles de ablación a un espectrómetro de masas, fue aplicado por primera vez en la geocronología de U-Pb en los años 90 (Feng et al, 1993; Fryer et al., 1993; Hirata y Nsbitt, 1995). Desde entonces se ha convertido en el método de medición de U-Pb más rápidamente adoptado debido a su alta resolución espacial, rápido tiempo de análisis y asequibilidad en relación con el método SIMS. De hecho, la gran cantidad de publicaciones sobre dataciones de U-Pb realizadas desde el 2003 (Figura 2.1) es probablemente debido en gran parte a la llegada y disponibilidad de la información que proporciona el método LA-ICPMS.

Un sistema de LA-ICPMS consiste de dos partes: (1) el sistema de ablación láser, incluyendo la celda de la muestra, y (2) el equipo de ICP-MS. Los sistemas de ablación láser comúnmente usados en la geocronología consisten de un láser de estado sólido (por ejemplo, Nd-YAG) o de una fuente de gas (por ejemplo, Excímer Ar-F), de longitud de onda corta (<266 nm). Estudios detallados de diferentes láseres acoplados con frecuencias de pulso y densidades de energía controladas con cuidado revelan que los láseres de onda corta (típicamente de escala de nanosegundos) generan ablación en los materiales probados con mucha más eficiencia, con un calentamiento minimizado y un fraccionamiento isotópico y elemental también reducido y más predecible (Guillong et al., 2003; Günther y Heinrich, 1999a; Günther et al, 1997).

La muestra se somete a ablación dentro de una celda de muestra con una ventana transparente al láser, y las partículas removidas son barridas de la celda a la antorcha de plasma con la incorporación de un gas portador. Se ha probado con una variedad de gases portadores, observándose que la elección del gas afecta a la sensibilidad del instrumento (Guillong y Heinrich, 2007; Günther y Heinrich, 1999b; Horn y Günther, 2003). Como resultado de estos y estudios complementarios, muchos laboratorios utilizan el gas He con o sin trazas de N<sub>2</sub>, Ar y H. El tamaño y la geometría de la celda de muestra también puede afectar la eficiencia

y estabilidad con la que las partículas son transportadas al plasma acoplado por inducción (Cottle et al., 2009a; Kosler y Sylverster, 2003; Müller et al., 2009; Pisonero et al., 2006).

Varios tipos de ICP-MS son usados en la geocronología de U-Th-Pb por ablación laser: instrumentos de sector magnético cuadripolar, individuales o multicolectores. Los dos últimos están incrementándose en popularidad debido a que son muy versátiles al medir proporciones isotópicas en muchos sistemas elementales, pero las precisiones y duración del análisis (actualmente es común que sea menos de un par de minutos) para la geocronología de U-Th-Pb en cada tipo de instrumento no son muy diferentes. Los instrumentos de sector magnético, sin embargo, tienen una gran sensibilidad y generalmente permiten tamaños de puntos más pequeños en minerales individuales (Figura 2.8c).

Los instrumentos de sector magnético de tipo simple y multicolector, o los de tipo cuadripolar, reportan incertidumbres similares, implicando que mucha de la incertidumbre en la información de U-Pb para el método LA-ICPMS, proviene de la complicada naturaleza del proceso de ablación y/o el transporte y la ionización en el plasma. En particular, el fraccionamiento del U y del Pb en el lugar de ablación puede ser ligeramente variable y depende de (1) la profundidad en el tajo de ablación (Hergenroder, 2006; Horn et al., 2000; Kosler et al., 2005; Paton et al., 2010), (2) el proceso por el cual el láser forma aerosoles, y la distribución resultante del tamaño de las partículas (Guillong et al., 2003; Günther y Heinrich, 1999a; Günther et al., 1997), y (3) la ionización en el plasma y las complicaciones relacionadas introducidas al elegir el gas portante (Guillong y Heinrich, 2007; Günther y Heinrich, 1999b; Horn y Günther, 2003).

Además, como en el SIMS, las diferencias en la ablación que se producen por las diferentes matrices materiales y/o composiciones pueden resultar en sesgos sistemáticos en el fraccionamiento del U y del Pb (Black et al., 2004; Kosler et al., 2005). Mientras que este efecto puede esperarse entre vidrios y minerales o diferentes matrices, unos pocos estudios documentan sesgos sistemáticos incluso entre zircones estándares cuando son comparadas con las edades obtenidas por el método ID-TIMS, y este proceso no está muy bien entendido aún (Black et al., 2004; Gehrels et al., 2008). Esta afirmación se sustenta en el gran conjunto de información en el Arizona Laserchron Center (Figura 2.11; G). Análisis de numerosos estándares de zircones contra un estándar primario (SL-1, zircón de Sri Lanka), revela que la media de diez análisis replicados se encuentra dentro del 2% para las edades ID-TIMS, y las desviaciones estándar de estas medias generalmente se sobreponen con las edades ID-TIMS, tal como reportaría Gehrels et al. (2008). Un desfase sistemático entre diferentes zircones estándares también se observa, y Gehrels et al. (2008) lo atribuyen a los efectos de la matriz

entre los zircones estándares. La implicancia de esto es que los efectos similares de matriz pueden ser importantes en zircones desconocidos, y como las causas de estas incertidumbres sistemáticas de los efectos de matriz son poco entendidos, la precisión en los análisis individuales y las medias ponderadas que provienen de los análisis de LA-ICPMS, se limitan en última instancia a la variabilidad estándar, la cual parece estar en el orden del 2% (Horstwood, 2008; Sylvester, 2008).

Debido a que la geocronología por el método LA-ICPMS ha sido adoptada muy rápidamente por muchos laboratorios, muchos softwares tanto de código libre como comerciales se encuentran disponibles para la reducción de información y análisis de incertidumbre (por ejemplo, Chang et al., 2006; Gehrels et al., 2008; Horstwood, 2008; Paton et al., 2011; Petrus y Kamber, 2012; Sylvester, 2008; van Achterbergh et al., 2001). La reducción de datos mediante varios métodos independientes de software comunes revela diferencias en la fecha resultante y precisión de hasta varios puntos porcentuales para exactamente el mismo análisis (Fisher et al., 2010). Recientes esfuerzos impulsados por la comunidad han adoptado la meta de estandarizar estos procedimientos, y una vez que la transparencia pueda ser obtenida, futuros progresos pueden ser logrados al evaluar la máxima precisión que se puede conseguir en las edades U-Pb por el método LA-ICPMS. Estos esfuerzos serán paralelos con la exploración actual de minimizar y/o parametrizar de forma correcta el fraccionamiento del U-Pb durante el análisis por el método LA-ICPMS.

#### **2.2.9 Precisión y Exactitud de la Geocronología U-Th-Pb**

La sección anterior mostró de forma breve los tres métodos más utilizados para obtener edades U-Th-Pb y la precisión alcanzable para cada método en la actualidad. Además de las diferencias en la resolución espacial de los diferentes métodos, la precisión alcanzada por el método ID-TIMS y los métodos in-situ difieren en 1 a 2 órdenes de magnitud (Figuras 2.8 a 2.11). Además, debido a que los instrumentos del TIMS son mucho más estables (en términos de arrastre en el fraccionamiento isotópico y elemental) que el método de LA-ICPMS y SIMS, y debido a que la dilución isotópica asegura que las edades obtenidas por ID-TIMS son medidas con relación a estándares isotópicos bien calibrados, la precisión y exactitud de las edades TIMS son fáciles de cuantificar. Por todas estas razones, las edades de los estándares de referencia utilizados por las técnicas in-situ son calibradas usando el método ID-TIMS (Figura 2.12). Además, debido a un incremento del número de constantes de desintegración calibradas contra las edades U-Pb (Nebel et al., 2011; Renne et al., 2010; Scherer et al., 2001; Selby et al., 2007), una discusión sobre la precisión y exactitud de la geocronología por el método ID-TIMS es en efecto una discusión sobre cuán bien conocemos el tiempo geológico. Por tanto, esta sección comienza con una discusión general sobre la precisión de la geocronología U-Pb con

énfasis en el método ID-TIMS, seguido de los modelos estadísticos comunes utilizados para interpretar las edades U-Pb, las cuales son generalmente aplicables a todos los métodos.

#### 2.2.9.1 Incertidumbre aleatoria y sistemática, precisión y exactitud

Una discusión sobre la precisión y exactitud requiere de algunas definiciones que son relativamente estándares en la geoquímica isotópica. Esta terminología es generalmente consistente con lo que recomienda el Comité Conjunto para las Guías en Metrología (JCGM; GUM, 2008; VIM, 2012), pero aquí estos términos están enfatizados tal como se usan en la literatura geocronológica debido a que este léxico proviene de una aplicación directa a los problemas que afrontan los geocronologistas. Aquí, las incertidumbres aleatorias son aquellas que ocurren debido a efectos aleatorios durante las mediciones. Un ejemplo es un conjunto de proporciones isotópicas medidas por espectrometría de masas, antes que se hagan las correcciones por fraccionamiento de masas, y otras correcciones. Algunas veces conocido como '*internas*', las incertidumbres aleatorias pueden ser mejoradas si es que se hacen más mediciones. Los componentes de la incertidumbre sistemática varían de forma predecible o se mantienen constantes sin importar cuantas medidas se realicen. Los ejemplos incluyen incertidumbres en la composición del isótopo trazador para el TIMS, las constantes de desintegración, o las composiciones de los estándares de edad. Estas son algunas veces llamadas incertidumbres '*externas*'.

Es común ahora reportar edades U/Pb con varios niveles de incertidumbre sistemática incluida, por ejemplo, en una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de  $123\pm 4/5/6$ , donde 4 es la incertidumbre aleatoria o interna, 5 es la incertidumbre que incluye la calibración del trazador o la edad estándar, y 6 es la incertidumbre incluida en la constante de desintegración (**Figura 2.12**). Cuando se comparan las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  generadas en un mismo laboratorio, con la misma solución trazadora, o una edad primaria estándar (asumiendo que sea homogénea), uno debería de usar la edad  $123\pm 4$ . Cuando se compara con otra edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  determinada usando una solución trazadora diferente o una edad estándar diferente,  $123\pm 5$  es apropiado. Cuando se compara con otro método de datación, como el  $^{30}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ,  $123\pm 6$  sería la edad apropiada a usar.

Aquí se usa la distinción estándar entre precisión y exactitud: La *precisión* es un reflejo de la reproducibilidad de un experimento, por ejemplo, la consistencia de las proporciones isotópicas medidas en un análisis individual en un espectrómetro de masas, o bien obtenidas mediante una precisión calculada/derivada a través de una media ponderada de numerosos análisis; la *exactitud* es un estimado cualitativo de qué tanto se aproxima la media y la incertidumbre citada al '*valor verdadero*'. (Nótese que esta definición de exactitud, a pesar de



ser ampliamente usada en la literatura geocronológica, es ligeramente diferente a la recomendada por el Vocabulario Internacional de Metrología (VIM, 2012), en la que la exactitud es definida también como la ‘precisión de una medición’, por ejemplo, un estimado más preciso que se traslapa con el valor verdadero es más exacto que uno menos preciso). La precisión se mide primero que la exactitud, debido a que la última involucra saber tanto que tan bien la proporción citada o la edad refleja a la muestra (la cual es usualmente desconocida en los estudios geológicos), y cómo uno interpreta la información en términos de su significancia geológica. Las incertidumbres citadas en las edades de cada método discutido inicialmente y mostrados en la **Figura 2.9** son en gran parte una medida de la precisión del método. Si esas fechas son en realidad exactas dentro de una precisión indicada, es un tema aparte, y esto es mejor abordado mediante la medición de estándares de comportamiento similar. El ejemplo de un estándar secundario fue dado para las técnicas in-situ como un medio de derivar la precisión correcta para cada análisis, pero también ayuda a abordar la exactitud. Esto lleva a un punto final pero importante, y es la distinción entre dataciones y edades. Es común usar el término *datación* para reflejar un número proveniente de la resolución de las ecuaciones (6) a (8) para un tiempo  $t$ . Una datación no tiene significancia geológica hasta que sea interpretada en términos de un proceso, y en este punto, se convierte en una *edad*. Una edad es, por tanto, una interpretación de una datación, o un conjunto de dataciones. Los ejemplos de edades que podemos dar son, edades de cristalización, edades de erupción, edades de enfriamiento, etc. Tanto dataciones como edades pueden ser precisas o imprecisas, exactas o inexactas.

#### 2.2.9.2 Composición Isotópica del Uranio Natural

La proporción  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  del uranio natural en la mayoría de los materiales terrestres se ha asumido como constante y es igual a 137.88 para 30 años. Este valor fue adoptado por **Steiger y Jäger (1977)**, citando mediciones de **Cowan y Adler (1976)** para una variedad de depósitos minerales de uranio. Recientemente, la desviación de  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$  de hasta un aproximado de 1% se ha observado para ambientes de baja temperatura y rocas corticales, donde puede ser resultado de un fraccionamiento de masas dependiente de la temperatura, efectos cinéticos o particionamiento sensible al redox (**Bopp et al., 2009; Brennecka et al., 2011; Stirling et al., 2007; Weyer et al., 2008**). Un exceso de  $^{235}\text{U}$ , medido en inclusiones refractarias en meteoritos condriticos, se ha atribuido a la desintegración de un nucleído de vida corta, el  $^{247}\text{Cm}$ , en el sistema solar temprano (**Brennecka et al., 2010**).

### 2.2.9.3 Constantes de desintegración del U y Th

Las incertidumbres en las constantes de desintegración son una importante fuente de incertidumbre sistemática que afecta a la precisión de las edades U-Pb en el tiempo absoluto, y además limita la precisión con la cual las edades U-Pb pueden ser comparadas con edades de otros sistemas de radioisótopos. La constante de desintegración del uranio recomendada para su uso por [Steiger y Jäger \(1977\)](#) fue determinada por [Jaffey et al. \(1971\)](#) por métodos de conteo alpha en alícuotas separadas enriquecidas en isótopos de  $^{235}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$ , a las cuales se les asignó incertidumbres (a modo de  $2\sigma$ ) de  $\pm 0.137$  y  $\pm 0.107\%$  respectivamente. Estas son, de lejos, las constantes de desintegración más precisamente determinadas usadas en la geocronología. Adicionalmente, la precisión de estos números ha sido verificada indirectamente usando la geocronología U-Pb para minerales de sistemas cerrados ([Mattinson, 2000, 2010; Schoene et al., 2006](#)). Esto puede ser logrado si es que un conjunto de análisis es estadísticamente equivalente en el espacio de concordia y el mineral permanece en un sistema cerrado. Al usar los minerales con una cantidad despreciable de  $\text{Pb}_c$ , las ecuaciones (6) y (7) pueden ser resueltas para un tiempo  $t$ , y puestas una igual a la otra, y reorganizadas como:

$$\frac{\lambda_{235}}{\lambda_{238}} = \frac{\ln\left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} + 1\right)}{\ln\left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} + 1\right)} \quad (13)$$

La ecuación (13) muestra que los minerales que tienen edades muy diferentes, pueden todos dar una misma solución para la proporción de constantes de desintegración de uranio, si es que los análisis son verdaderamente concordantes ([Mattinson, 2000](#)), y que esta proporción se puede calcular con gran precisión usando múltiples análisis. Estos ejercicios han mostrado que esta proporción es correcta dentro de la incertidumbre de  $\pm 2\sigma$  citada por [Jaffey et al. \(1971\)](#), pero la discordancia sistemática en el sistema U-Pb de cerca del 0.3% existen en análisis que abarcan más de 3 Ga, sugiriendo que uno o ambos valores medios de las constantes de desintegración son imprecisos (**Figura 2.13**). A pesar de que la información de conteo alfa para el  $^{238}\text{U}$  de [Jaffey et al. \(1971\)](#) parece tener un valor mucho más robusto, es imposible determinar si es que imprecisión existe en una o en ambas constantes de desintegración. Sin embargo, estos estudios usan la constante  $\lambda_{238}$  para calcular una nueva constante  $\lambda_{235}$ , de modo que las dataciones  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  puedan ser comparadas directamente con las dataciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  sin propagar la incertidumbre de las constantes de desintegración, aunque cada uno de estos estudios advierten contra su uso dadas otras fuentes excepcionales de incertidumbre ([Mattinson, 2000, 2010; Schoene et al., 2006](#)). Por ejemplo, tal como fue discutido por [Mattison \(2010\)](#), la constante calculada para el  $\lambda_{235}$  es también dependiente del valor



asumido de  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$ . Usando el valor de 137.818 sugerido por [Hiess et al. \(2012\)](#), podría cambiar la constante calculada de  $\lambda_{235}$  en un 0.03%.

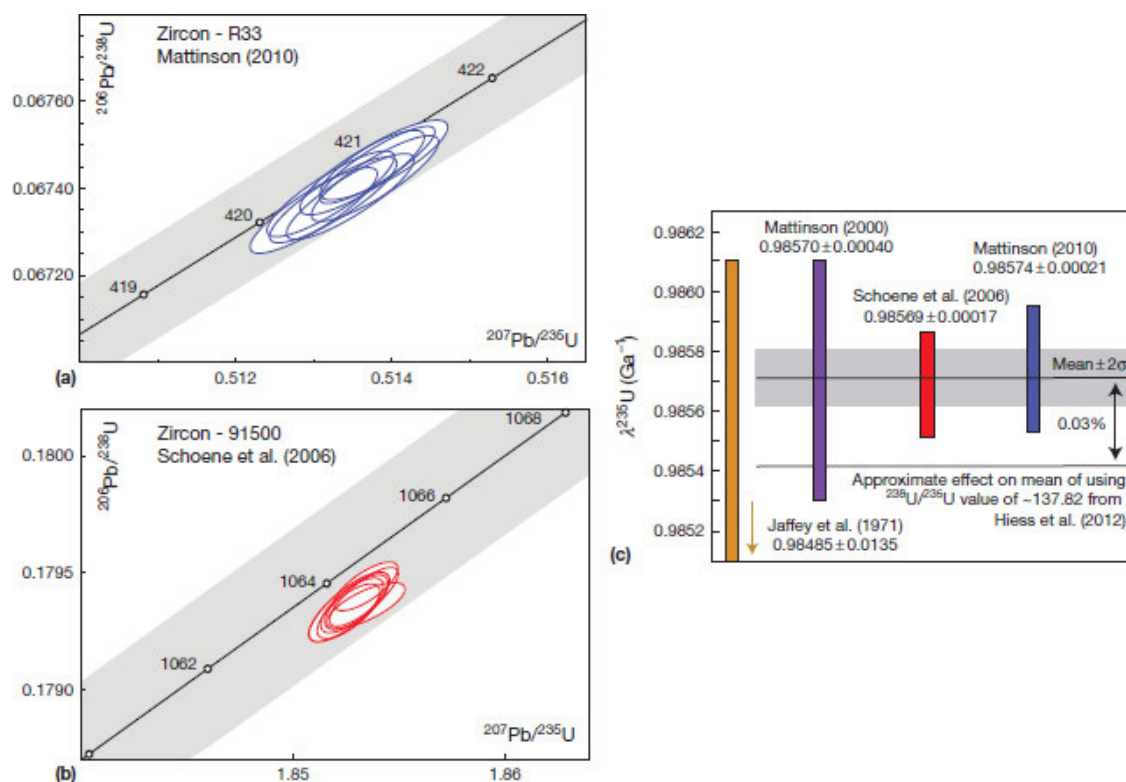
La constante de desintegración del  $^{232}\text{Th}$  sugerida por [Steiger y Jager \(1977\)](#) tiene un valor de  $4.948 \times 10^{-11}$  (años $^{-1}$ ) con una incertidumbre de aproximadamente 1%, y viene de un resumen ([Le Roux y Glendenin, 1963](#)) con documentación mínima. Sin importar la magnitud de las incertidumbres de las constantes de desintegración, y hasta que estas constantes sean perfectamente inter-calibradas, es importante que la incertidumbre de estas constantes de desintegración sea considerada al comparar las dataciones de  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  una con otra. Es también importante que, cuando se usan las intersecciones de las dataciones con la edad de concordia ([Ludwig, 1998, 2000a](#)), uno propague las incertidumbres a ambas constantes de desintegración del U, debido a que estos cálculos usan ambos esquemas ([Begemann et al., 2001; Schoene et al., 2006](#)) y así ambos podrían cambiar al adoptar una nueva constante de desintegración para el  $^{235}\text{U}$ . También importante es que los estudios que utilizan solo una constante de desintegración no necesitan propagar la incertidumbre al calcular duraciones o intervalos entre eventos diferentes.

#### 2.2.9.4 Calibración del trazador

Tal como se señaló en la **sección 2.2.8.1**, el proceso de disolución isotópica involucra mezclar una solución de una proporción conocida de U/Pb con ocurrencias de isótopos, preferentemente no naturales, de U y Pb, con cada muestra desconocida, para poder calibrar la proporción de U/Pb de la muestra. Una datación de U-Pb determinada por ID-TIMS es por tanto no más precisa que la medida de U/Pb de la solución trazadora usada. Debido a que el  $^{202}\text{Pb}$  y el  $^{205}\text{Pb}$  no están disponibles en grandes cantidades y son difíciles de obtener ([Parrish y Krogh, 1987](#)), es imposible mezclar el trazador U/Pb gravimétricamente con alta precisión (por ejemplo, al ponderar alícuotas de Pb puro monoisotópico). En su lugar, el trazador es calibrado usando soluciones con proporciones y composiciones isotópicas de U/Pb determinadas con precisión, creadas al pesar U metálico altamente purificado (con algo de Th) y estándares isotópicos de Pb, entonces disolverlas juntas usando el mismo ácido. El trazador es preferentemente calibrado usando soluciones gravimétricas múltiples independientemente mezcladas ([Schoene et al., 2006](#)). Aunque la mayoría de los laboratorios citan una precisión del orden del 0.1% como la incertidumbre del trazador para los que han sido hechos en el mismo laboratorio, la metodología y la información de las calibraciones usualmente no es dada.

### 2.2.9.5 Incertidumbre geológica

Tal como se describió en la **sección 2.2.7**, la mezcla, pérdida de Pb, desequilibrio de los productos intermedios hijos, y una resta incorrecta del Pb<sub>c</sub>, son todas las vías para poner en peligro la precisión de una datación U-Pb si no es corregida o interpretada correctamente. Este fenómeno ‘geológico’ puede actuar como una incertidumbre aleatoria o sistemática para una muestra o conjunto de información dado.



**Figura 2.13** Constantes de incertidumbre en la desintegración del U. (a) y (b) Dos de los muchos ejemplos presentados en las publicaciones de la discordancia sistemática en minerales de sistema cerrado usando las constantes de desintegración de [Jaffey et al. \(1971\)](#). Esta discordancia es usada para calcular una nueva constante de desintegración para el  $^{235}\text{U}$ , asumiendo una constante de desintegración exacta para el  $^{238}\text{U}$  usando la ecuación (13) en el texto. (c) Valores recalculados para el  $\lambda_{235}$ , asumiendo que  $\lambda_{238}$  es correcto, a partir de tres estudios con las medias ponderadas también ploteadas. También se ilustra el efecto que tendría el usar una composición natural para el U de 137.82 en lugar de 137.88, tal como lo propone [Hiess et al. \(2012\)](#). Todas las incertidumbres se expresan en  $2\sigma$ . **Fuente:** [Schoene \(2014\)](#).

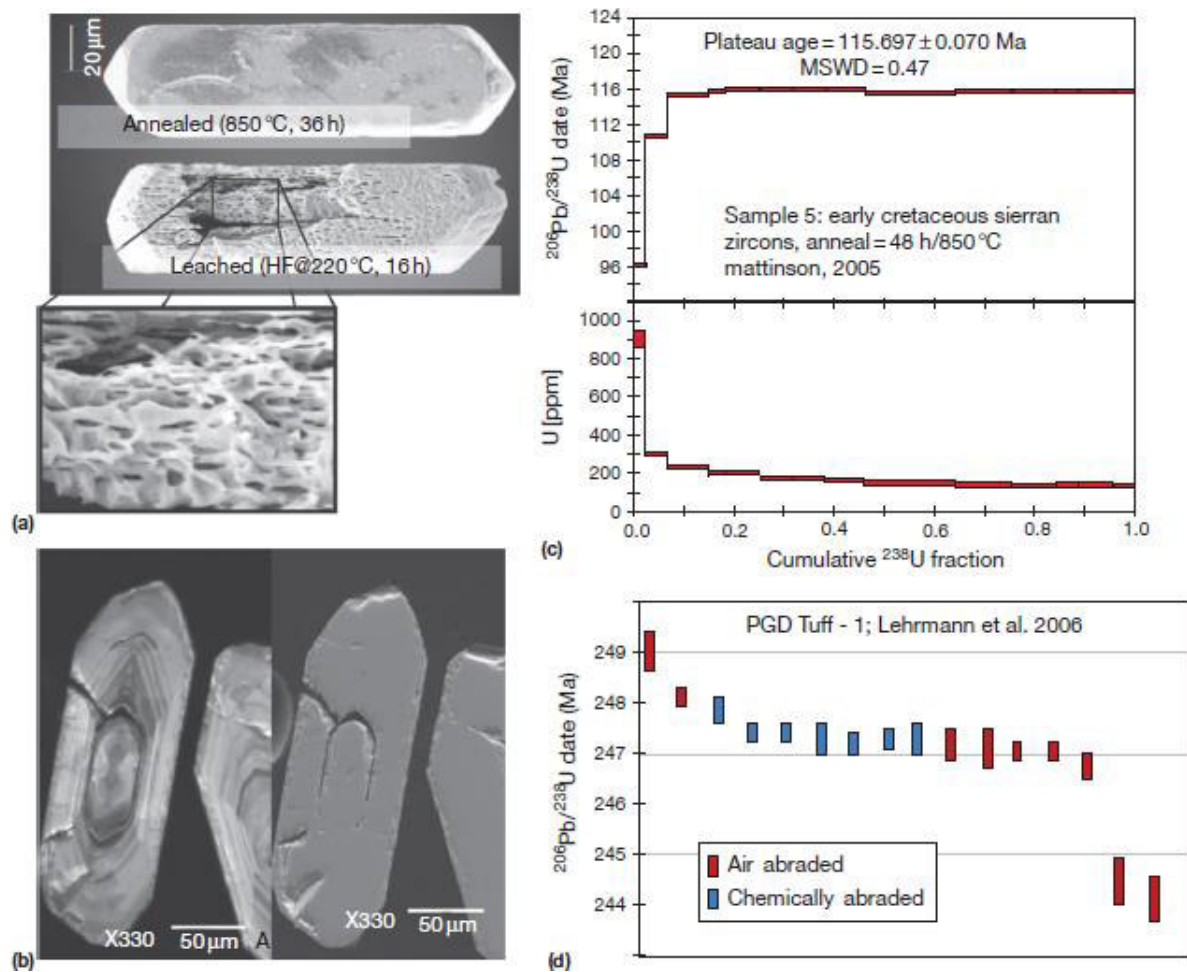
Por ejemplo, un conjunto de minerales con núcleos heredados ubicuos que no han sido reconocidos pueden generar sesgo en cada análisis, por lo que las edades calculadas pueden ser muy antiguas. Una pérdida de Pb no remediada puede generar sesgo en las edades en la dirección opuesta; a pesar de que cada grano será también joven en cantidades diferentes, el efecto en conjunto será un sesgo sistemático hacia edades más jóvenes. Tal como se describió en la **sección 2.2.7.1**, el pulido de los granos, y la visualización en imágenes, antes del análisis para los métodos in-situ, es una forma común de evitar el sesgo sistemático por herencia. Sin

embargo, los trabajos recientes que documentan escalas de tiempo para el crecimiento mineral en sistemas magmáticos muestra que pueden ser comunes para minerales con altas temperaturas de cierre (por ejemplo, zircón, monacita y allanita) al crecer a lo largo de decenas de miles a millones de años sin una evidencia textural obvia (Bachmann et al., 2007; Miller et al., 2007; Schaltegger et al., 2009; Schmitt et al., 2010, 2011). Estos periodos de crecimiento extendidos pueden presentar incertidumbres sutiles pero importantes en la interpretación de las edades si el objetivo es, por ejemplo, datar el tiempo de erupción de una capa de cenizas o la intrusión de un magma. El problema es la fuente importante de error sistemático cuando se toman medias ponderadas de muchas edades, lo que se discutirá en la **sección 2.2.9.6**.

Al acceder a dominios de sistemas cerrados en zircons que no han tenido una pérdida de Pb, fue revolucionada por Mattinson (2005), con la llegada de la abrasión química (CA)-ID-TIMS (Figura 2.14). Este método involucra el cocimiento de zircons antes de la disolución parcial en ácido HF para remover preferencialmente los dominios discordantes de zircón ricos en U (Figura 2.14(a) y 2.14(b)). El residuo resultante es entonces enjuagado y enriquecido con un trazador U/Pb, y analizado por TIMS. El trabajo original de Mattinson (2005) involucró una técnica de pasos de lixiviación en grandes alícuotas de zircons para poder mostrar que luego de algunos pasos de lixiviación, las edades medidas para los residuos lixiviados llegan a una meseta, y efectivamente representan un zircón de sistema cerrado (Figura 2.14(c)). Para poder adaptar este método a la técnica ID-TIMS para zircons de granos individuales, Mundil et al. (2004) realizó un lixiviado agresivo de 12 horas en zircons individuales siguiendo el cocimiento (Figura 2.14(a)). Este método ha sido adoptado en muchos laboratorios de ID-TIMS para el método de U-Pb, y han sustituido el método de abrasión por aire de Krogh (1973) luego de 30 años de servicio ininterrumpido.

Durante estas tres décadas, muchos estudios que examinan la lixiviación de zircons metamórficos se llevaron a cabo, pero sin el paso de cocimiento que fue satisfactorio e incluso indujo el comportamiento de sistema abierto, tal como el fraccionamiento del  $^{207}\text{Pb}$  al  $^{206}\text{Pb}$  (Chen et al., 2002; Davis y Krogh, 2000; Krogh y Davis, 1975; Mattinson, 1994). CA-TIMS ha logrado posible realizar dataciones de ultra-precisión de Pb-Pb para zircons concordantes en terrenos Arcaicos, donde la pérdida de Pb es obvia (Das y Davis, 2010; Schoene y Bowring, 2007, 2010; Schoene et al., 2008), pero también ha logrado generar gran confianza en las dataciones U-Pb para muestras del Fanerozoico donde las trayectorias de pérdida de Pb están enmascaradas debido a que es paralela a la concordia. Estudios que abarcan la revolución del método CA-TIMS proveen impresionantes comparaciones entre los zircons abrasados con aire y químicamente, con los últimos mostrando consistentemente edades más antiguas que

son mucho más posibles de producir agrupaciones homogéneas con una sola datación de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (Bowring et al., 2007; Mundill et al., 2004; Ovtcharova et al., 2006; Ramezani et al., 2007; Schoene y Bowring, 2006; Figura 2.14(d)).



**Figura 2.14** Abrasión química por ID-TIMS (CA-TIMS) y el efecto de la discordancia en los zircones. (a) Imágenes de microscopía electrónica de barrido de un zircón, el cual se encuentra bajo el efecto de ‘annealing’, y lixiviado en una solución de HF por una noche. Nótese la disolución preferente y no sistemática de los dominios discordantes dentro del cristal (Mattinson, 2011). (A) Imagen de catodoluminiscencia para el zircón seguido de abrasión química, la cual muestra que el HF fue capaz de excavar en un grano y disolver preferentemente un dominio rico en U (Mundil et al., 2004). (c) Un ejemplo del procedimiento de lixiviado por pasos usado por Mattinson (2005) para desarrollar el método CA-TIMS. Cada fracción acumulativa de  $^{238}\text{U}$  (eje-x) es el lixiviado removido del residuo luego de un corto paso de lixiviación. Nótese la discordancia inicial que es seguida de varios pasos de análisis con edades equivalentes, implicando concordancia. (d) Un ejemplo típico de un proceso CA-TIMS de un solo paso, de Lehrmann et al. (2006), mostrando granos abrasados con aire, con una pérdida sustancial de Pb, versus granos abrasados químicamente que son mucho más uniformes en edad. Todas las incertidumbres se expresan en  $2\sigma$ . Fuente: Schoene (2014).

Sin embargo, la técnica no es perfecta, especialmente cuando el tamaño pequeño de las muestras requiere una selección de zircons imperfectos para el análisis, o en zircons muy metamórficos (Das y Davis, 2010; Schoene et al., 2008, 2010a).

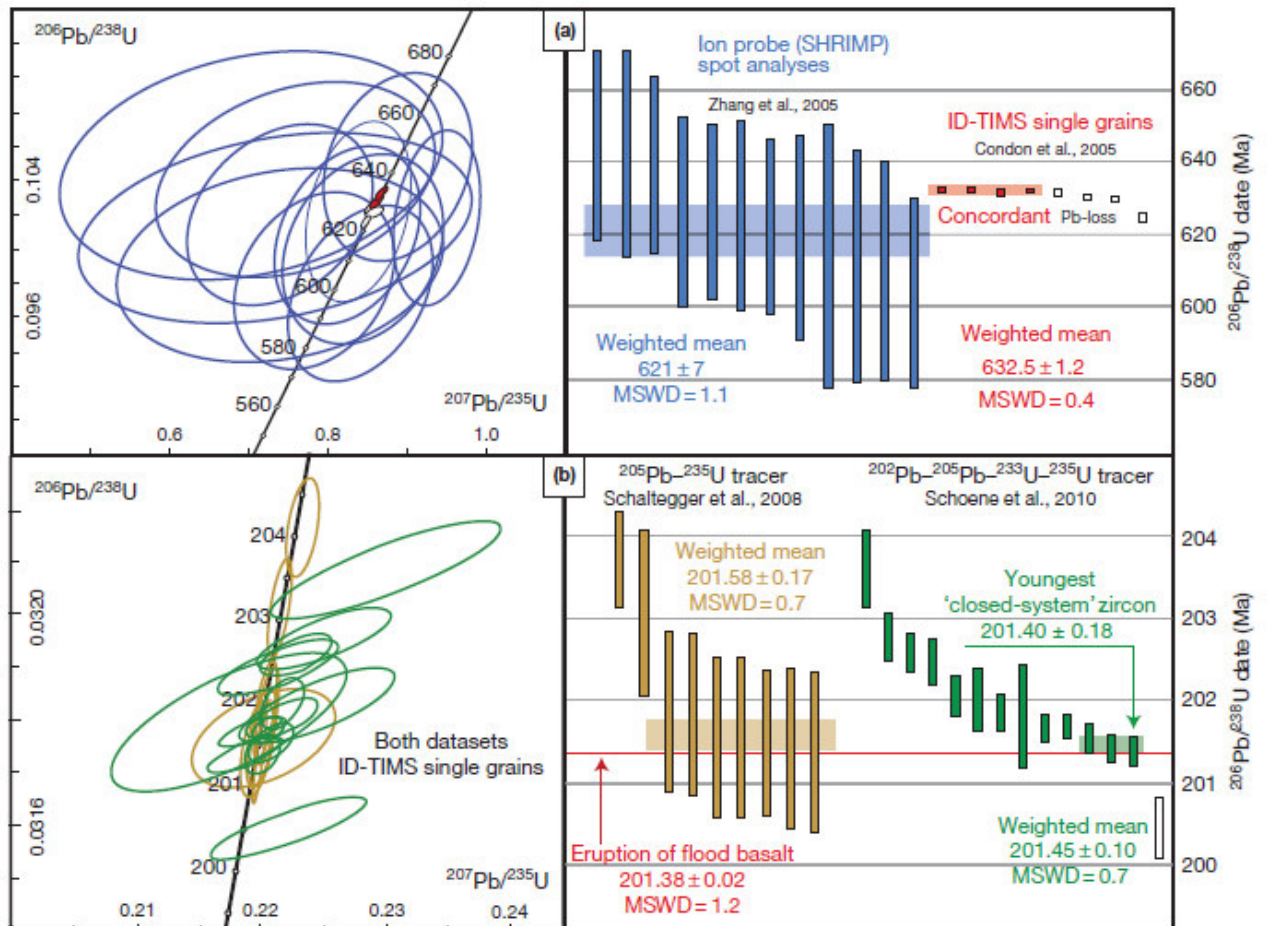
Los intentos para extender el método de CA-TIMS a otros minerales tal como la baddeleyita y la monacita no han sido satisfactorios al tratar de remediar el comportamiento de sistema abierto, pero han revelado interesantes características de estos minerales durante el cocimiento y disolución parcial (Peterman et al., 2012; Rioux et al., 2010). Ante la posibilidad de que una sutil pérdida residual de Pb pueda quedar en algunas poblaciones de zircons después del CA-TIMS, el comportamiento de sistema abierto en la forma de pérdida de Pb y el crecimiento prolongado de zircons permanece como una fuente importante de imprecisión en la geocronología de U-Pb. Debido a que las diferentes fortalezas en las tres técnicas analíticas mencionadas anteriormente, el entendimiento de la información de edades de los minerales con complicadas historias de crecimiento o pérdida subsecuente de Pb, puede ser abordada la usar técnicas tanto de alta resolución especial como de alta precisión en los mismos granos.

#### 2.2.9.6 Modelos estadísticos

La discusión previa se ha enfocado enteramente en la precisión y exactitud de dataciones geocronológicas U-Pb, individuales, provenientes de las metodologías ID-TIMS, SIMS y LA-ICPMS. Es común, sin embargo, para unir muchos análisis de una sola muestra, el aplicar modelos estadísticos para así (1) incrementar la precisión de la interpretación de una edad, y (2) tomar en cuenta la dispersión de los datos en el conjunto de información. Los dos modelos estadísticos más comúnmente usados en la geocronología son el *ajuste lineal por mínimos cuadrados*, tal como el de la isócrona, y el de la *media ponderada*. Tanto las isócronas 2D y 3D son usadas en la geocronología U-Pb y los supuestos que requieren se listan en la **sección 2.2.6.1**. Asumiendo que sea geológicamente razonable cumplir estos supuestos, la exactitud de la edad obtenida por medio de una regresión lineal es típicamente evaluada por la bondad del ajuste. De particular importancia en la información isotópica es que la regresión lineal puede darse tanto para las incertidumbres en las variables  $x$  e  $y$ , pero también para la covarianza de estas incertidumbres, como estas variables son usualmente proporciones con numeradores o denominadores comunes. Una aproximación útil y ampliamente usada para este problema fue presentada por York (1967, 1968), y es comúnmente llamado el '*ajuste de York*'. Las variaciones y mejoras en este método han sido publicadas por Brooks et al., (1972), Ludwig, (1991, 1998); York et al., (2004), y existe software libre para realizar estos cálculos en diferentes tipos de datos geocronológicos (el más importante y versátil es ISOPLLOT; Ludwig, 1991).



Además de estimar las pendientes e intersecciones proveídas por estos métodos, es crítico en la geocronología evaluar la bondad del ajuste de los datos al modelo estadístico, en este caso, una línea recta. Los geocronólogos típicamente usan la *desviación ponderada de la media cuadrática* (en inglés 'Mean Square of Weighted Deviates', MSWD), introducida por primera vez por [York \(1967, 1968\)](#), la cual es una variación del *chi-cuadrado*, pero que toma en cuenta los grados de libertad de la regresión.



**Figura 2.15** Ejemplos de conjuntos de información de alta y baja precisión en exactamente las mismas muestras de toba. (a) Se compara los análisis de SHRIMP versus los análisis de ID-TIMS, mostrando que las grandes incertidumbres para el SHRIMP suelen enmascarar pequeñas cantidades de pérdida de Pb, por lo que la datación de la media ponderada es estadísticamente robusta, pero más joven. (b) Información de baja precisión de ID-TIMS versus información de alta precisión, también ID-TIMS, de la misma toba riolítica, localizada justo por debajo del límite Triásico-Jurásico. El conjunto de información de baja precisión suele esconder el crecimiento pre-eruptivo de los zircons, dando lugar a que la datación de media ponderada se encuentre sesgada ligeramente hacia edades más antiguas, y esto no se sobrepone con la erupción de la colada basáltica (también datada con ID-TIMS). El conjunto de información de alta precisión excluye los análisis más antiguos y no se sobrepone a la edad del volcanismo. Todas las incertidumbres están expresadas como  $2\sigma$ . **Fuente:** [Schoene \(2014\)](#).

Un conjunto de información que coincida con el modelo estadístico dará un MSWD de 1, indicando que la dispersión alrededor de la línea de mejor ajuste es consistente con las

incertidumbres asignadas para la información. Una  $MSWD \gg 1$  significa que la dispersión de la información es muy alta debido a las incertidumbres, lo cual puede ser visto cuando la línea de mejor ajuste se encuentra lejos de las envolventes de incertidumbre, o ‘barras de error’, alrededor de la información. Para una isócrona, esto significa que uno o más de los supuestos de la **sección 2.2.6.1** no han sido cumplidos. Una  $MSWD \ll 1$  indica que las incertidumbres en la información individual son más grandes que las esperadas, dada la dispersión observada, lo cual puede ser visto en el plot donde la línea de mejor ajuste cae sospechosamente cerca de la media de cada punto de información que ha tenido gran incertidumbre. Un  $MSWD$  muy bajo puede resultar en una propagación inapropiada de la incertidumbre sistemática en los puntos de información individuales. A pesar de que puede parecer una aproximación conservadora el sobreestimar las incertidumbres, haciendo esto se puede enmascarar la incertidumbre geológica real sistemática, y esto, a su vez, puede generar sesgo en la regresión lineal hacia pendientes más o menos pronunciadas (y, por tanto, edades diferentes). Un argumento que describe una distribución aceptable de la  $MSWD$  para un número dado de información, usada para ajustar una línea, fue hecha por **Wendt y Carl (1991)**, y se da con la siguiente ecuación simple:

$$\sigma_{MSWD} = \sqrt{\frac{2}{(N - 2)}} \quad (14)$$

A pesar de que este modelo no ha sido rigurosamente adherido a la literatura, provee una importante guía para quienes quisieran entender mejor la distribución de la información, esperando determinar incertidumbres e interpretaciones geológicas más exactas.

En la geocronología U-Pb moderna, las medias ponderadas son el modelo estadístico más aplicado para un conjunto de análisis individuales, y el resultado es a veces interpretado como el mejor estimado de la edad de la muestra. El supuesto fundamental en los cálculos de la media ponderada es que la información representa un solo valor y que la varianza de la media se debe enteramente a la dispersión analítica. Tal como en el ‘*ajuste de York*’, las incertidumbres de la información individual son ponderadas por la inversa de su varianza, por lo que esta información que puede tener grandes incertidumbres tienen un peso menor (ver a **McLean et al., (2011)** para una aproximación que toma en cuenta la incertidumbre sistemática, y que pueden resultar en ponderaciones negativas). El resultado es el mejor estimado del valor real, dada la dispersión en la media y sus incertidumbres asociadas. Nuevamente, el  $MSWD$  puede ser calculado para evaluar si es que la información en realidad cumple con el modelo de predicción (aunque la ecuación (14) pueda ser modificada de tal forma que el denominador diga  $N-1$ ). Esto puede ser visualmente estimado al simplemente ver si es que un conjunto de

puntos de datos se superpone dentro de sus incertidumbres  $2\sigma$ . Una información común para hacer esto, coloquialmente llamado el 'plot de medias ponderadas', plotea en un eje la edad o proporción y los análisis sucesivos se alinean en el otro eje (**ver Figura 2.15**).

Una función de media ponderada se parece mucho al error estándar en el hecho de que formula la pregunta: ¿Qué tan bien conocemos la media?, de esta forma, las incertidumbres en la estimación de la media se reducen en  $1/N^{1/2}$  (si la información es comparable en incertidumbre), significando que a mayor cantidad de información se tiene, mejor se conoce la media de esta información. Esta es una forma de incrementar la precisión de la interpretación de una edad cuando se tiene edades individuales con grandes incertidumbres. El uso de la media ponderada puede, sin embargo, resultar en edades inexactas si es que la media de las muestras no refleja el proceso (instantáneo) que se está datando. Asumir que el origen petrogenético de los minerales datados es precisamente interpretado, una edad imprecisa puede resultar de una media ponderada con un MSWD estadísticamente significativo, si es que un conjunto de minerales está sujeto a 'incertidumbre geológica' (como lo puede ser la pérdida de Pb o mezcla) cuyo efecto es pequeño relativo a las incertidumbres de los datos puntuales individuales. Esto es extremadamente importante, y dos ejemplos se pueden ver en la **Figura 2.15**.

Errores en la interpretación de las medias ponderadas son más fácilmente ilustradas al comparar los conjuntos de información de baja precisión con otros de alta precisión para una misma muestra. La **Figura 2.15(a)** compara información de geocronología U-Pb in-situ por el método SHRIMP (**Zhang et al., 2005**) y por dataciones ID-TIMS en zircones totales (**Condon et al., 2005**). La muestra es tomada de una capa de cenizas volcánicas de la formación Duoshantuo del Neoproterozoico, la cual es posterior al evento de glaciación global de Marinoa. Información de alta precisión por el método ID-TIMS se obtuvo antes de la llevada de la abrasión láser (**sección 2.2.9.5**), y exhibe una dispersión modesta de la información, la cual es interpretada por los autores como una pérdida de Pb. Como tal ellos calculan una datación media ponderada a partir de la población homogénea más antigua de zircones, cuya incertidumbre en la **Figura 2.15(a)** incluye una incertidumbre del trazador de aproximadamente el 0.15%. La información de SHRIMP muestra una sola población de análisis estadísticamente indistinguibles, a pesar de que la media ponderada resulta en una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  que es más joven que el estimado por el método ID-TIMS. Un argumento puede hacerse de que, a pesar de que cada análisis individual por el método SHRIMP es exacto, la media ponderada se encuentra sesgada por una pérdida sutil de Pb hacia una media que es mucho más joven.



Otra ilustración de las complicaciones al aplicar las medias ponderadas a conjuntos de información viene de una capa de cenizas cerca del límite Triásico-Jurásico (**Figura 2.15(b)**). En este ejemplo, los autores intentan correlacionar el evento de extinción masiva a fines del Triásico calibrado mediante la bioestratigrafía con un evento de vulcanismo basáltico en la Central Atlantic Magmatic Province (**Marzoli et al., 1999**) de una sección en Perú que tiene abundantes horizontes volcánicos de cenizas. Un conjunto de información inicial por el método CA-TIMS (**Schaltegger et al., 2008**), para una muestra cercana al horizonte de extinción, usando una solución trazadora  $^{205}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}$  y reportando una población homogénea de edades de zircones que fueron usadas para calcular la edad media ponderada para la erupción de la capa de cenizas. La edad calculada es más antigua que la datación mucho más precisa del North Mtn. Basalt, el basalto más inferior en el CAMP de Norteamérica, oponiéndose a una relación de causalidad. Tal como lo discutió **Schaltegger et al., (2008)**, debido a que las dos edades fueron determinadas usando diferentes soluciones trazadoras en diferentes laboratorios, un sesgo sistemático potencial existió para estos resultados.

Un nuevo análisis subsecuente de la capa de cenizas usando una solución trazadora de  $^{202}\text{Pb}$ - $^{205}\text{Pb}$ - $^{233}\text{U}$ - $^{235}\text{U}$  (**Schoene et al., 2010a**) resultó en un conjunto de información mucho más preciso debido a la incertidumbre reducida relacionada al fraccionamiento de masas durante el análisis TIMS. El nuevo conjunto de información muestra una distribución sustancial en las edades que ya no son susceptibles a ser una edad media ponderada estadísticamente significativa. Debido a que estos zircones fueron analizados usando abrasión química, los autores coinciden en que la distribución se debe a un crecimiento de zircones anterior a la erupción, más que a una pérdida de Pb. Tanto la media ponderada de los tres análisis más jóvenes, y el grano individual más joven que se sobrepone en edad con la edad de erupción calculada por **Schaltegger et al. (2008)**, pero el nuevo estudio resulta en una sincronización con la edad determinada para el North Mtn. Basalt, **Schoene et al. (2010a)** concluye que el conjunto de información de **Schaltegger et al. (2008)** fue ligeramente sesgado al aparecer más antiguo por el arrastre de zircones pre-eruptivos en las cenizas volcánicas, lo cual se resuelve con un conjunto de información más preciso.

Estos dos ejemplos muestran como la aplicación de las medias ponderadas para conjuntos de información tanto de baja como alta precisión deben ser hechos con escrutinio. Es comúnmente conocido que el crecimiento de minerales ricos en U y la subsecuente pérdida de Pb o su alteración puede ocurrir en escalas de tiempo que son irresolubles actualmente por cualquier técnica geocronológica. Incrementar la precisión en las edades de U-Pb es usualmente cumplir con la complejidad incremental en las edades resultantes, y se ha mostrado de forma repetitiva al llegar las edades de alta precisión a través de las medias

ponderadas de varias dataciones de baja precisión, lo cual puede ser impreciso debido a un sesgo sistemático no reconocido. Así pues, las últimas resoluciones temporales de la geocronología U-Pb están limitadas a la precisión de una sola data puntual (Horstwood, 2008; Ludwig, 1991; Sylvester, 2008). Para el ID-TIMS, la precisión es ahora similar a la magnitud de la incertidumbre sistemática de las constantes de desintegración y la calibración de trazadores (Figura 2.12), pero hay mucho espacio para mejorar la precisión con métodos in situ antes de que incertidumbres sistemáticas similares se vuelvan factores limitantes.

## 2.2.10 Aplicaciones: El presente y futuro de la Geocronología U-Th-Pb

### 2.2.10.1 Medición del tiempo geológico y la historia de la Tierra

Los cambios en la biosfera, atmósfera, hidrosfera y el medio ambiente en superficie a través de la historia de la Tierra, se encuentran registrados en las rocas sedimentarias. Correlacionar los registros estratigráficos dispares con otros, y con eventos en el sistema de la Tierra, requiere geocronología de alta precisión. Esto es típicamente llevado a cabo al datar minerales ígneos de tobas volcánicas que se encuentran intercaladas con estratos sedimentarios (Tucker et al., 1990), proveyendo de esta forma un ancla en el tiempo absoluto. Estos puntos de unión forman el marco temporal de la escala de tiempo geológico (Gradstein et al., 2004). Los periodos, épocas y pisos que comprenden el tiempo geológico se basan principalmente en la geocronología U-Pb para las restricciones temporales; la demanda por un tiempo absoluto y la abundancia de información geocronológica de U-Pb dedicada a lo largo de tiempo está incrementándose constantemente (Bowring and Schmitz, 2003; Bowring et al., 2006; Condon et al., 2005; Davydov et al., 2010; Furin et al., 2006; Hoffmann et al., 2004; Macdonald et al., 2010; Mazzini et al., 2010; Meyers et al., 2012; Mundil et al., 2003, 2004; Ovtcharova et al., 2006; Ramezani et al., 2007; Schaltegger et al., 2008; Schoene et al., 2010a; Smith et al., 2010).

La geocronología de la escala de tiempo requiere de la más alta precisión y exactitud, y por tanto el método de datación de zircones individuales por ID-TIMS en U-Pb es la metodología más frecuentemente elegida (Bowring y Schmitz, 2003; Bowring et al., 2006; Ireland y Williams, 2003). Sin embargo, las edades de erupción determinadas por U-Pb ID-TIMS pueden ser sujeto de un considerable escrutinio. Un ejemplo son las sutiles pero importantes diferencias que se encuentran en la precisión incrementada y la aplicación de los modelos estadísticos para las poblaciones de zircones en las capas de cenizas cerca del límite Triásico – Jurásico discutido en la sección 2.2.9.6, y mostrado en la Figura 2.15(b). Una examinación adicional viene del límite Permo-Triásico, datado por el método ID-TIMS, el cual llevo a cabo cuatro diferentes edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  en los últimos 14 años, de la misma sección estratigráfica

en Meishan, China:  $251.4 \pm 0.3$  Ma ([Bowring et al., 1998](#)),  $>253$  Ma ([Mundil et al., 2001](#)),  $252.6 \pm 0.2$  Ma ([Mundil et al., 2004](#)), y más recientemente  $257.17 \pm 0.08$  Ma ([Shen et al., 2011](#); las incertidumbres no incluyen la calibración del trazador o las contribuciones de las constantes de desintegración). Mientras que este conjunto de información ha ido evolucionando y esto se debe sin duda a mejoras analíticas, tales como el cambio de análisis de multi-granos a análisis de granos individuales, la aplicación de CA-TIMS, el decrecimiento de blancos de Pb, y una mejora en la espectrometría de masas, las discrepancias pueden ser también relacionadas a la selección de zircones, a la muestra de ceniza y su heterogeneidad, pérdida de Pb y la herencia de poblaciones de zircones, errores sistemáticos irresueltos que sesgan los cálculos de la media ponderada, y otros sesgos que pueden provenir del laboratorio. El sesgo entre laboratorios se está abordando activamente por la comunidad ID-TIMS a través de estudios de calibración entre laboratorios y distribución de soluciones trazadoras U-Pb libremente disponibles para eliminar el sesgo de trazador ([Condon et al., 2008](#)). Estudios recientes que llevan comparaciones de alta precisión en poblaciones homogéneas de zircones muestran que un acuerdo mejor que el 0.05% de la edad es posible en medias ponderadas entre múltiples laboratorios ([Schoene et al., 2010a](#); [Slama et al., 2008](#)). Sin embargo, para conjuntos de información complicadas que exhiben una dispersión considerable en las edades, diferentes geocronólogos usan diferentes técnicas para interpretar una edad de erupción de un conjunto de datos. Estos pueden pensar en una combinación de pérdida de Pb, herencia, y dispersión analítica que son las fuentes más importantes de error extraídas de poblaciones estadísticamente equivalentes de zircones y aplicar las medias ponderadas ([Davydow et al., 2010](#); [Ramezani et al., 2007](#); [Shen et al., 2011](#)). Aquellos que consideran un crecimiento pre-eruptivo de los zircones como una fuente de la dispersión de los datos se enfocan en los granos más jóvenes o en el subconjunto de granos más jóvenes de una capa de cenizas como el mejor estimado de la edad ([Meyers et al., 2012](#); [Schmitz y Davydov, 2012](#); [Schoene et al., 2010a](#)). La última aproximación ha sido aplicada cuando un retrabajo significativo de material de cenizas se espera después de la erupción y deposición inicial ([Irmis et al., 2011](#)).

La mejor forma de interpretar poblaciones complicadas de zircones en estratos de cenizas tanto en el mesozoico como en el paleozoico se encuentra en la investigación de materiales volcánicos jóvenes donde la incertidumbre analítica puede ser pequeña a comparación de la dispersión observada en las dataciones, y no se espera una pérdida de Pb significativa. Estos estudios de dataciones usan tanto las series de U-Pb como de U, y han revelado que, en algunos casos, todo el zircón en el sistema magmático cristaliza en menos de unos pocos miles de años antes de la erupción ([Bachmann et al., 2010](#); [Charlier y Wilson, 2010](#); [Crowley et al., 2007](#); [Schmitt et al., 2011](#)) mientras que otras tobas contienen zircones que anteceden a la edad de erupción por varios cientos de miles a millones de años ([Bachmann et al., 2007](#); [Bacon y](#)

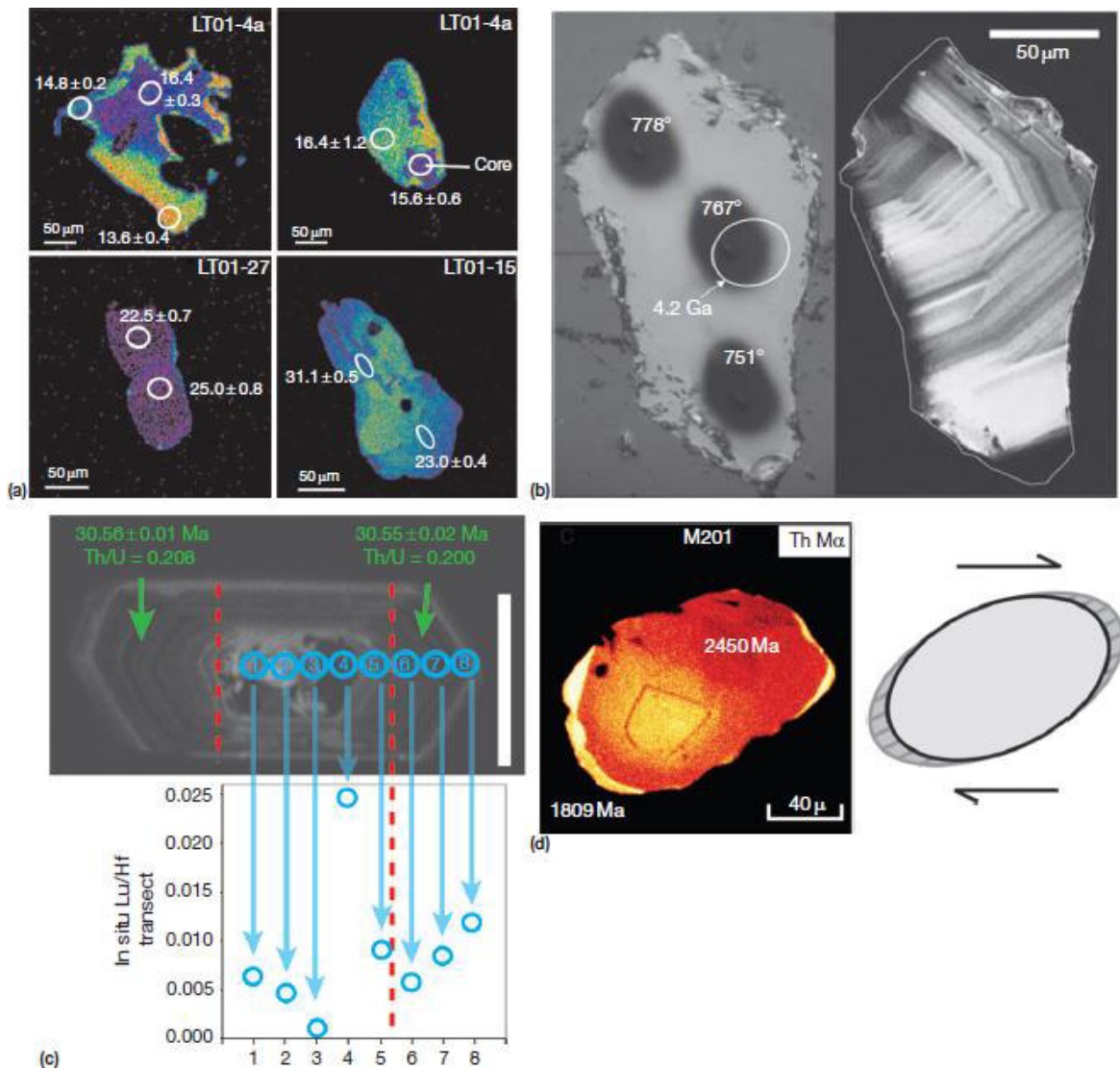
**Lowenstern, 2005; Charlier et al., 2005; Claiborne et al., 2010; Schmitt et al., 2010).** En todos los casos, es importante que un subconjunto de dataciones de zircones se superponga con la edad de erupción, la cual puede ser estimada por métodos como el  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  o geocronología de U-Th/He, o puede ser conocido a partir de registros históricos. Le seguirá que, en ausencia de una pérdida de Pb, de un conjunto de más de 10 dataciones individuales en zircones por el método ID-TIMS, de estratos de cenizas pre-cenozoicas, es probable que la más joven se superponga con la edad de erupción. Sin embargo, estudios recientes confirman que el método CA-TIMS no es 100% efectivo al eliminar la pérdida de Pb (**Meyers et al., 2012; Schmitz y Davydov, 2012; Schoene et al., 2010a**), la cual debe de ser llevada a cabo usando grandes cantidades de información (**Shen et al., 2011**) y tomando ventaja del requerimiento de que los estratos deben de ser más jóvenes hacia arriba (**Davydov et al., 2010; Guex et al., 2012; Meyers et al., 2012; Mundil et al., 2004; Schmitz y Davydov, 2012**). Un posterior entendimiento de las poblaciones de zircones y un incremento en la confianza en los cálculos de la media ponderada se puede lograr al integrar las texturas de los zircones y la geoquímica con la geocronología de alta precisión en zircones de estratos de cenizas (**Claiborne et al., 2010; Crowley et al., 2007; Schoene et al., 2010b, 2012**). La geocronología U-Pb puede indudablemente jugar un rol importante en el posterior refinamiento de la escala temporal geológica (**Gradstein et al., 2012**). La información del sistema U-Pb puede posteriormente ser integrada con otros sistemas radioisotópicos y los resultados de la sintonización orbital (**Kuiper et al., 2008; Meyers et al., 2012; Renne et al., 1998; 2010**), junto con información bio, químico, lito y magneto estratigráfica, y se requerirá de información de precisión cada vez mayor, para poder llevar a cabo hipótesis más específicas. Destacan las pruebas de correlación entre eventos de extinción de masas calibrados bioestratigráficamente, y eventos eruptivos en las grandes provincias ígneas, intercalibración de la data de U-Pb con ciclos potenciales de Milankovitch en secciones sincronizadas orbitalmente, midiendo el ritmo de la radiación de vida compleja en el Paleozoico temprano, y entendiendo la relación entre los ciclos de carbono y los eventos glaciares.

#### **2.2.10.2 Integración de la Geocronología, Geoquímica y Petrología**

La precisión de las edades U-Th-Pb depende en parte, de una correcta interpretación y sentido de las dataciones, las cuales pueden ser complementadas o guiadas por la información geoquímica y/o petrográfica sobre el material datado. Esta información provee un contexto crucial para generar las rutas de presión-temperatura-tiempo en las rocas metamórficas, al unir el crecimiento de los minerales accesorios ricos en U con el equilibrio de fases. La geoquímica y contenido textural pueden ser importantes para interpretar las escalas de tiempo en la petrogénesis ígnea. La habilidad para los métodos in-situ de la geocronología U-Th-Pb

han allanado el camino para este tipo de trabajos al combinar múltiples métodos analíticos en minerales individuales, con altas resoluciones espaciales. La integración de la información geoquímica y petrográfica con la geocronología ID-TIMS U-Th-Pb es logísticamente más desafiante, a veces menos directa, y más limitada al tamaño de la muestra, sin embargo, resulta esencial si es que se requieren restricciones temporales mucho más precisas. Aunque la zonación de los zircones ha servido como una herramienta muy útil para descifrar historias de crecimiento metamórfico e ígneo ([Corfu et al., 2003](#)), su determinación es útil para seguir los cambios en el equilibrio geoquímico en los sistemas ígneos y metamórficos que no han sido sencillos. Se ha reconocido hace tiempo que la proporción de Th/U es usualmente mayor en rocas ígneas que en rocas metamórficas, y, más recientemente, se ha argumentado que los patrones de Tierras raras en zircones metamórficos son sensibles a la presencia de granate, y así, cuando se une a la geocronología, se puede tener una huella del crecimiento o disolución del granate ([Harley y Kelly, 2007](#); [Kelly y Harley, 2005](#); [Rubatto, 2002](#); [White-house y Platt, 2003](#)). Sin embargo, los coeficientes de partición de líquidos de zircón-granate medidos son altamente variables, y relativamente poca información documenta la existencia de un efecto de la temperatura, presión y composición total ([Hanchar y van Westrenen, 2007](#); [Rubatto y Hermann, 2007](#)). Aunque varios estudios sugieren que los patrones de Tierras raras en los zircones no son sensibles a la composición del magma ([Hoskin y Ireland, 2000](#); [Hoskin et al., 2000](#)), otros estudios han argumentado que tanto las Tierras raras y otros elementos trazas varían significativamente entre tipos de rocas ([Belousova et al., 2002, 2006](#); [Heaman et al., 1990](#); [Schoene et al., 2010b](#)) y pueden seguir la evolución del magma en un tiempo relativo ([Reid et al., 2011](#)) o absoluto ([Schoene et al., 2012](#)).

Los minerales de fosfatos ricos en U (monacita, xenotima, apatito) y la allanita, están involucrados en reacciones metamórficas ([Bea y Montero, 1999](#); [Finger et al., 1998](#); [Spear y Pyle, 2002](#); [Wing et al., 2003](#)) y cuando se unen con la geocronología, pueden proveer restricciones temporales para el metamorfismo.



**Figura 2.16** Combinación de la geocronología y geoquímica. (a) Usando mapas elementales en monacitas para guiar la geocronología de  $^{232}\text{Th}$ - $^{208}\text{Pb}$  por el método SIMS, de [Kohn et al. \(2005\)](#). El color indica el contenido de Y, con colores más amarillos indicando altas concentraciones. Las incertidumbres están expresadas en  $2\sigma$ . (b) Combinación de termometría de zircones Ti-in (resultados indicados en temperaturas en °C) con geocronología de U-Pb in-situ por el método SIMS, de [Watson y Harrison \(2005\)](#). La imagen a la izquierda es de electrones retrodispersados; la imagen a la derecha es de catodoluminiscencia mostrando zonación ígnea oscilatoria. (c) Microsonda electrónica con datación de U-Th-Total en monacitas, de [Williams y Jercinovic \(2002\)](#). La imagen a la izquierda se encuentra en escala de colores para el contenido de Th en monacitas. Los colores brillantes muestran altas concentraciones de Th, el anillo se interpreta como que ha sido formado en sombras de presión resultado de una cizalla dextral, mostrado en el dibujo a la derecha, indicando que el cizallamiento ocurrió a los, aproximadamente, 1800 Ma. (d) Ejemplo de la combinación de análisis geoquímicos in situ con geocronología por el método ID-TIMS. Los círculos azules en la imagen de CL muestran los puntos de análisis para la geoquímica determinados por LA-ICPMS ([J. Cottle, información no publicada](#)), proyectados en un gráfico de Lu/Hf a continuación. El zircón fue subsecuentemente fragmentado a lo largo de las líneas punteadas en rojo, y los puntos fueron analizados usando ID-TIMS ([K. Samperton, J. Crowley, M. Schmitz, and B. Schoene, información sin publicar](#)). Las dataciones son  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , y las incertidumbres expresadas en  $2\sigma$ . Fuente: [Schoene \(2014\)](#).



Las dataciones U-Th-Pb por SIMS en monacitas, precedidas por una caracterización geoquímica y textural han mostrado que el crecimiento de la monacita y su composición química son sensibles para el crecimiento y disolución de otros minerales ricos en Tierras raras, como el granate y allanita, y entonces, llegar a la anatexia (**Figura 2.16(a)**; **Gison et al., 2004**; **Kohn y Malloy, 2004**; **Kohn et al., 2005**; **Zhu et al., 1997**).

La datación por U-Pb en ID-TIMS de monacitas, xenotimas y allanitas química y texturalmente caracterizadas previamente, es también factible para la remoción de granos a partir de secciones delgadas o montaje de granos y llevar a cabo micro-muestreos de dominios discretos (**Corrie y Kohn, 2007**; **Hawings y Bowring, 1997**; **Lanzirotti y Hanson, 1996**; **Romer y Siegesmund, 2003**; **Viskupic y Hodges, 2001**). Los análisis por LA-ICPMS de U-Th-Pb en monacitas también es muy utilizado (**Cottle et al., 2009a,b**; **Kosler et al., 2001**; **Paquette y Tiepolo, 2007**; **Willigers et al., 2002**).

Sin embargo, errores sistemáticos e inexplicables de hasta el 5% en las dataciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  en monacitas relacionadas a las dataciones ID-TIMS no se entienden aun en su totalidad (**Kohn y Vervoort, 2008**). La geocronología U-Th-Total Pb (**sección 2.2.8**) de monacitas ha sido usada para mapear y datar zonas geoquímicas a muy altas resoluciones espaciales al medir simplemente abundancias elementales de U, Th y Pb (**Figura 2.16(d)**; **Cocherie et al., 1998**; **Montel et al., 1996**; **Williams y Jercinovic, 2002**). Recientemente, el método LA-ICPMS ha sido también aplicado para datar allanitas (**Darling et al., 2012**; **Gregory et al., 2007**) y apatitos (**Chew et al., 2011**), las cuales son importantes en un gran rango de rocas ígneas y han sido participes de numerosas reacciones metamórficas (**Spear, 2010**; **Spear y Pyle, 2002**).

Tanto SIMS como LA-ICPMS han sido usadas para caracterizar las reacciones metamórficas que involucran titanita, la cual ha sido previamente conocido al formar múltiples poblaciones en muestras de mano individuales (**Corfu y Stone, 1998**; **Frost et al., 2000**; **Verts et al., 1996**). **Aleinikoff et al. (2002)** identificó múltiples generaciones de titanitas metamórficas basándose en los análisis de geoquímica y de SIMS en U-Pb. **Storey et al. (2007)** condujo un estudio similar usando LA-ICPMS en titanitas, rutilos y apatitos y argumentó que múltiples zonas geoquímicamente diferentes en la titanita registraron una historia de crecimiento prolongada.

Un desarrollo relativamente nuevo es la aplicación de termometría de minerales directamente a los minerales ricos en U. Estos termómetros son calibrados de forma tanto empírica como experimental, y postulan que las concentraciones de ciertos elementos particionados en la estructura mineral es una función muy fuerte de la temperatura, asumiendo particionamiento

en equilibrio y una pérdida o ganancia subsecuente que es despreciable. Un ejemplo es el termómetro Ti-zircón (**Figura 2.16(b)**; **Ferry y Watson, 2007**; **Watson et al., 2006**), la cual ha sido aplicada a los zircons más antiguos de la Tierra como una forma de entender la génesis de la corteza (**Watson y Harrison, 2005**), y además a un amplio rango de sistemas magmáticos y metamórficos. Esta herramienta es más comúnmente aplicada por métodos in-situ debido a que tanto la temperatura como la datación pueden ser medidas en la misma zona de crecimiento dentro de zircons individuales. Una limitación a su exactitud es que la actividad del Ti en el fundido debe de asumirse, medirse o argumentarse a ser una unidad, por ejemplo, si es que existe rutilo cogenético (**Ferry y Watson, 2007**). Además, existe evidencia de que el particionamiento del Ti en el zircón puede ser controlado por otros factores aparte de la temperatura, por ejemplo, el particionamiento no en equilibrio, presión, o composición del magma (**Fu et al., 2008**; **Hofmann et al., 2009**). Otros termómetros tales como el Zr-in-rutilo (**Ferry y Watson, 2007**; **Zack et al., 2004**) y el Zr-in-titanita (**Hayden et al., 2008**) son también herramientas poderosas para poder relacionar la temperatura con el tiempo, aunque estos sistemas son más sensibles a la presión y a la subsecuente difusión del Zr (**Chemiak, 2006**; **Chemiak et al., 2007**). Sin embargo, existe un potencial para combinar estos termómetros con la termocronología y geocronología U-Pb para poder dilucidar historias termales de alta temperatura que son inaccesibles únicamente por la termocronología (**Backburn et al., 2012b**; **Meinhold, 2010**).

Ciertamente, con el número de laboratorios que ahora se encuentran interesados en llevar a cabo geocronología U-Pb por LA-ICPMS en minerales que no sean zircons, nuevas visiones se obtendrán en cuanto a las historias de crecimiento y enfriamiento que registran (**por ejemplo, Gao et al., 2011**; **Li et al., 2010**; **Poujol et al., 2010**). Los avances en este campo surgirán desde integraciones más fluidas de la data geoquímica con la data geocronológica, a partir de exactamente el mismo volumen y material analizado. Un método recientemente desarrollado es dividir el flujo de aerosol que proviene de la ablación laser y alimentarlo en dos equipos ICP-MS, uno para el análisis geoquímico y un instrumento multicolector dedicado a las medidas isotópicas de U-Pb y Hf (**Yuan et al., 2008**). Los métodos que integran mediciones U-Pb por ID-TIMS con análisis de elementos trazas por solución ICPMS (ID-TIMS-TEA) del mismo volumen de material puede proveer data geoquímica acoplada con dataciones de alta precisión (**Schoene et al., 2010b, 2012**). Estas técnicas enfatizan la importancia de integrar múltiples métodos, altas resoluciones espaciales con altas resoluciones temporales (**Figura 16(d)**) para obtener un mejor entendimiento de la historia geoquímica, estructural y termal de las rocas con el tiempo.

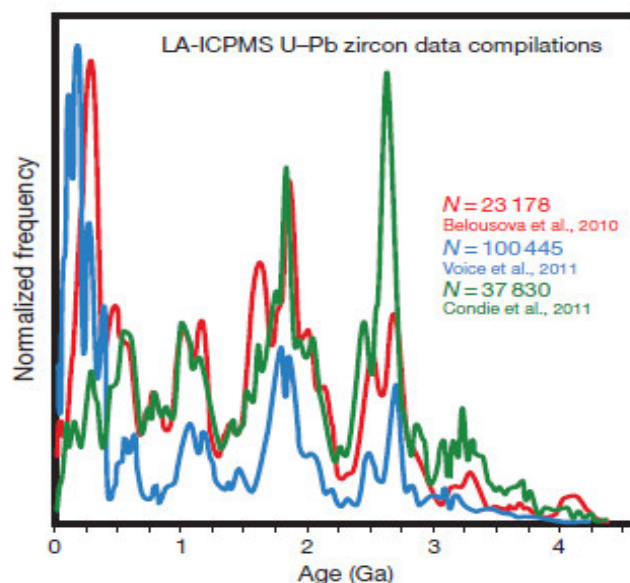


### 2.2.10.3 Análisis de Zirrones Detríticos

El método LA-ICPMS provee una forma rápida y asequible para generar una gran cantidad de información isotópica de U-Pb, la cual es ideal para caracterizar complejas poblaciones de zirrones detríticos (Fedo et al., 2003). Debido a la disponibilidad y el entusiasmo para los estudios de zirrones detríticos, uno puede especular que el incremento notorio en las publicaciones de U-Pb en relación con otros métodos geocronológicos mostrados en la **Figura 2.1**, se encuentra fuertemente influenciado por su aplicación. Gehrels (2011) mencionó tres motivaciones principales para los estudios de zirrones detríticos: (1) caracterizar la proveniencia de zirrones comparados con fuentes conocidas, (2) correlacionar unidades sedimentarias, asumiendo proveniencias idénticas, y (3) cuantificar la máxima edad deposicional de los estratos en ausencia de materiales volcánicos datables.

Los estudios de proveniencia han probado ser muy útiles en reconstrucciones paleogeográficas, identificando cambios en los patrones de drenaje a causa de eventos tectónicos, poniendo restricciones temporales en los levantamientos y las firmas de los pulsos de magmatismo (por ejemplo, Bruguier et al., 1997; DeGraaff-Surpess et al., 2002; Dickinson y Gehrels, 2003; Ireland et al., 1998; LaMaskin, 2012; Rainbird et al., 1992; Stewart et al., 2001). Usando zirrones detríticos para correlacionar estratos sedimentarios resulta una herramienta poderosa para las reconstrucciones paleogeográficas (Murphy et al., 2004) y han llevado a lugar a mejorar los modelos tectónicos para los cinturones orogénicos como los Himalayas, donde la dificultad de correlacionar secuencias sedimentarias a lo largo de su rumbo ha impedido el entendimiento de las geometrías de las cuencas pre colisionales (DiPietro y Isachsen, 2001; Gehrels et al., 2003; Long et al., 2011; Myrow et al., 2009).

En ausencia de capas de cenizas datables, la geocronología de zirrones detríticos puede proveer edades máximas de depositación de estratos sedimentarios (Robb et al., 1990), la cual se lleva a cabo al analizar un gran número de zirrones (por ejemplo, más de 100), y esto no es realizado de forma ideal por ID-TIMS (Dickinson y Gehrels, 2009; Hervé et al., 2003). En estudios donde las restricciones temporales de alta precisión son requeridas, es posible enfocarse en las poblaciones más jóvenes de zirrones, identificados por LA-ICPMS o SIMS, para los análisis ID-TIMS.



**Figura 2.17** Resumen de las compilaciones recientes de dataciones por U-Pb bajo el método LA-ICPMS, mostrando el flujo masivo de dicha información. N es el número de análisis incluidos en cada compilación. Mucha de la data proviene de zircons detríticos o de sedimentos jóvenes, aunque varios miles de [Condie et al. \(2011\)](#) provienen de granitoides orogénicos de varias edades. La información como esta es usada para debatir sobre el crecimiento continental periódico contra sesgo de preservación, volumen cortical como una función del tiempo, además de estudios más enfocados en cinturones orogénicos individuales y estratos sedimentarios. **Fuente:** [Schoene \(2014\)](#).

A pesar del éxito en los análisis de zircons detríticos, muchos cambios aún quedan por hacer. No existe actualmente un consenso en la mejor forma de interpretar el espectro de zircons detríticos en términos de la significancia de la altura de los picos (cuando se plotea en diagramas de función de densidad de probabilidad; **Figura 2.17**), las diferencias en las abundancias relativas de los picos entre muestras en las sucesiones estratigráficas, o qué estadísticas deben de ser aplicadas al espectro ([Gehrels, 2011](#)). Además, muchos estudios recientes en sedimentos modernos resaltan el impacto que ha sesgado la proveniencia del muestreo, especialmente cuando se tiene una resolución de muestreo muy baja ([Hietpas et al., 2011b](#); [Moecher y Samson, 2006](#)), y la clasificación del tamaño de grano durante el transporte de sedimento puede tener interpretaciones en las edades de depositación ([Hietpas et al., 2011b](#)).

La abundancia en la información de U-Pb proveniente de zircons detríticos y de estratos de roca, producida por métodos in-situ, especialmente cuando se unen con trazadores isotópicos como el Hf y el O, ha podido dar lugar a nuevas restricciones en las tasas y mecanismos de crecimiento continental a lo largo de la historia de la Tierra. Decenas de miles de análisis de U-Pb y Hf en zircons (**Figura 2.17**) han sido usados para encender debates sobre el crecimiento continental a modo de pulsos, versus el sesgo de preservación, y los modelos de crecimiento como la subducción, versus la producción de corteza relacionada a plumas mantélicas

(Belousova et al., 2010; Condie et al., 2009, 2011; Dhuime et al., 2012; Hawkesworth y Kemp, 2006; Lancaster et al., 2011; Voice et al., 2011).

#### 2.2.10.4 Evolución termal litosférica mediante termocronología U-Pb

El sistema U-Th-Pb tiene la cualidad única de que muchos minerales ricos en U sufren una pérdida difusiva significativa de Pb a temperaturas corticales medias a bajas, pero se vuelven retentivos cerca de la superficie de la Tierra (**Figura 2.18(a)**). Estos minerales pueden por tanto ser explotados para la termocronología de U-Pb, la cual se basa en una difusión volumétrica de Pb sensible a la temperatura, a través de la estructura interna del cristal. La cinética de difusión del Pb ha sido determinada experimentalmente (**Chemiak, 1993; Chemiak y Watson, 2000, 2001; Chemiak et al., 1991**), dando como resultado temperaturas de cierre nominales (**Dodson, 1973, 1986**) para el apatito ( $T_c=450-550^\circ\text{C}$ ), rutilo ( $T_c=400-500^\circ\text{C}$ ; ver **Blackburn et al., 2012b**, cuyos valores son usados en la **Figura 2.18; Schmitz y Bowring, 2003a**), y la titanita ( $T_c=550-650^\circ\text{C}$ ; **Figura 2.18(a)**). Estas son completamente consistentes con las mediciones empíricas y la intercalibración con las edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en la hornblenda ( $T_c=450-550^\circ\text{C}$ ; **Harrison, 1981**). Las temperaturas de cierre relativamente altas de estos minerales los hacen adecuados para rastrear el enfriamiento de la corteza media a inferior, y la exhumación a lo largo de miles de millones de años (**Figura 2.18(b)**).

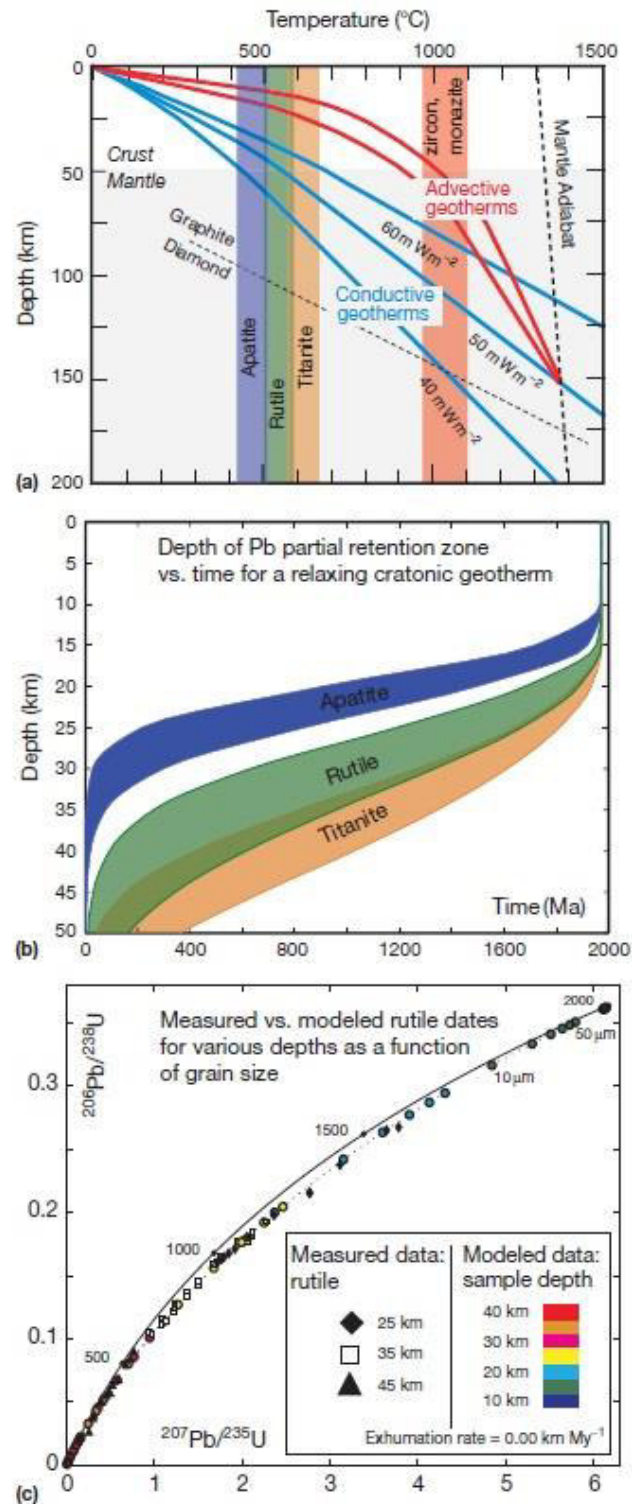
Investigadores recientes reconocen que la titanita y apatito pueden ser geocronómetros robustos de U-Pb (**Catanzaro y Hanson, 1971; Hanson et al., 1971; Oosthuyzen y Burger, 1973; Tilton y Grunenfelter, 1968**), pero la aplicación más utilizada de estos minerales en la calibración de enfriamientos y exhumaciones pos orogénicas no fue empleada hasta mucho después (**Corfu, 1988; Corfu et al., 1985; Mezger et al., 1989, 1991; Tucker et al., 1986**). **Mezger et al. (1989)** reconoció que las dataciones de rutilo fueron dependientes del tamaño de grano, tal como lo predijo **Dodson (1973)**, sugiriendo que la difusión volumétrica fue el principal mecanismo de pérdida de Pb en este mineral, permitiendo un análisis más cuantitativo de los patrones de temperatura y tiempo en este sistema. **Kooijman et al. (2010)** midió las gradientes de edad dentro de rutilos individuales utilizando LA-ICPMS, para apoyar la difusión volumétrica como un mecanismo de pérdida de Pb, y calculó historias de enfriamiento dependientes del tiempo de  $<1^\circ\text{C}$  por millón de años durante la estabilización post-Greenviliana en el Este de Canadá.

**Chamberlain y Bowring (2000)** midieron edades U-Pb de enfriamiento en apatitos y titanitas a lo largo de varios terrenos en el oeste de los Estados Unidos, y además calcularon tasas de enfriamiento muy lentas de  $<0.3^\circ\text{C}$  por millón de años, seguida de un arreglo continental de aproximadamente 1.4 Ga. **Hawkins y Bowring (1999)** explotaron la variación de la edad con

el tamaño del grano en la titanita para extraer historias cuantitativas de temperatura-tiempo durante aproximadamente 1.6 Ga de patrones de enfriamiento post-metamórfico en el Gran Cañón, USA. Aunque la termocronología U-Pb es una herramienta poderosa y poco utilizada para entender las historias termales de los continentes, como se señaló en la **sección 2.2.10.2**, los minerales titanita, apatito y rutilo pueden estar involucrados en múltiples reacciones metamórficas, complicando su interpretación en algunas rocas. Adicionalmente, existe aún un debate con respecto a las temperaturas de cierre del rutilo ([Blackburn et al., 2012b](#); [Cherniak and Watson, 2000](#); [Schmitz y Bowring, 2003a](#); [Vry and Baker, 2006](#)), y ejemplos re-retención de Pb radiogénico en titanita en eventos metamórficos del grado de granulitas aún generan confusión ([Kylander-Clark et al., 2008](#); [Tucker et al., 1986](#)). Existe un consenso general de que el balance térmico de la Tierra fue mayor en el Arcaico y que debe haber habido algún período de transición en lo que respecta a los procesos tectónicos seguido de la acreción de la Tierra al, relativamente bien entendido, sistema moderno.

Nuestro entendimiento de los procesos tectónicos y magmáticos en el Arcaico se ve obstaculizado en parte debido a la precisión de la geocronología en la que las rocas más antiguas se encuentran limitadas. Para poder realizar comparaciones robustas con análogos potenciales de hoy en día para los terrenos Arcaicos, es necesario producir restricciones temporales relevantes al ritmo de la tectónica de placas.

La prueba del comportamiento de sistema abierto que se lleva a cabo mediante la desintegración dual del  $^{235}\text{U}$  al  $^{207}\text{Pb}$  y el  $^{238}\text{U}$  al  $^{206}\text{Pb}$  es altamente beneficiosa en las rocas Arcaicas debido a que la pérdida de Pb resulta en una dispersión de los datos que caen lejos de la curva de concordia. La pérdida de Pb en los zircones Arcaicos es muy frecuente, y es común en aquellos minerales que también registran historias de crecimientos poli metamórficos complejos, y los análisis individuales de granos totales por el método TIMS son tradicionalmente difíciles de realizar. Aislar el tiempo de los eventos de crecimiento múltiple es mejor de realizar usando imágenes texturales en secciones delgadas, seguidas de dataciones U-Pb por SIMS o LA-ICPMS, pero estas técnicas analíticas están restringidas a una precisión de pocos puntos porcentuales. Si esto se une a la pérdida del Pb que puede estar enmascarada por una precisión baja, desenredar la secuencia de eventos durante un solo episodio orogénico en el Arcaico es raramente posible ([Schoene, 2014](#)).



**Figura 2.18** Termocronología de U-Pb aplicada al estudio de la evolución termal de un cratón. (a) gráfico de la Temperatura versus la profundidad a través de una litosfera cratónica genérica, ilustrando las geotermas advectivas ‘calientes’, comparadas con las geotermas conductivas ‘frías’ en estado estacionario para diferentes valores de flujos de calor superficiales ( $\text{mWm}^{-2}$ ). La intersección de las geotermas con la adiabática del manto define la base de la litósfera térmica. La transición de grafito a diamante se muestra con una línea punteada. Las temperaturas de cierre nominales para los termocronómetros de U-Pb se muestran en líneas coloreadas verticales (cuyas referencias se encuentran en el texto). **Fuente:** Schoene (2014).



## Capítulo 3

# Contexto Geológico

### 3.1 Ubicación y Accesibilidad

La zona de estudio se encuentra ubicada en el centro del Perú, al Este de la región Junín, y hacia el Este de la ciudad de Huancayo. Se encuentra comprendida en el sector que limita a los cuadrángulos de Jauja, Huancayo, Andamarca y Pampas (cuadrángulos 24-m, 25-m, 24-n y 25-n de INGEMMET, respectivamente). Desde la ciudad de Lima, es accesible por vía terrestre, por la Carretera Central hasta la ciudad de La Oroya, y en dirección sureste, pasando por la ciudad de Jauja, hasta la ciudad de Huancayo. Esta ciudad representa un punto estratégico para el acceso a las diferentes localidades. Hacia el noroeste, desde la provincia de Concepción, existe una carretera asfaltada que conecta con la localidad de Comas. Desde la ciudad de Huancayo, una carretera afirmada permite el acceso hacia la Cordillera del Huaytapallana, desde donde se pueden tomar distintas trochas carrozables que llegan hasta las lagunas al pie de los glaciares. Desde esta zona, hacia el Sureste, una carretera afirmada de más de 120 km permite el acceso a la parte Sur de la zona de estudio, hasta pasar por el distrito de Lampa y finalmente la localidad de Ocoro.



**Figura 3.1** Imagen satelital mostrando la ubicación y accesibilidad de la zona de estudio. **Fuente:**  
**Google Earth**

### 3.2 Geología Regional

La Cordillera Oriental del Perú constituye uno de los cinco cinturones morfogeológicos de los Andes Centrales. Hacia el Este, se encuentra separado de rocas sedimentarias continentales que abarcan edades desde el Pérmico Tardío hasta el Paleogéno, por una serie de fallas inversas de bajo ángulo, mientras que hacia el Oeste se encuentra bordeado por una gran meseta intracordillerana de unos 50 kilómetros de ancho, compuesta de depósitos marinos Mesozoicos al norte del paralelo 12°S, con el basamento Paleozoico a Mesozoico engrosado en el Altiplano hacia el suroeste. La Cordillera Oriental forma un amplio anticlinal con un núcleo de paraesquistos y filitas basales del Paleozoico temprano, que, o bien pertenecen, o bien son contemporáneos con el Complejo del Marañón, y que fueran metamorfizados hasta las facies de esquistos verdes en cuatro etapas sucesivas de deformación (Mégard, 1978).

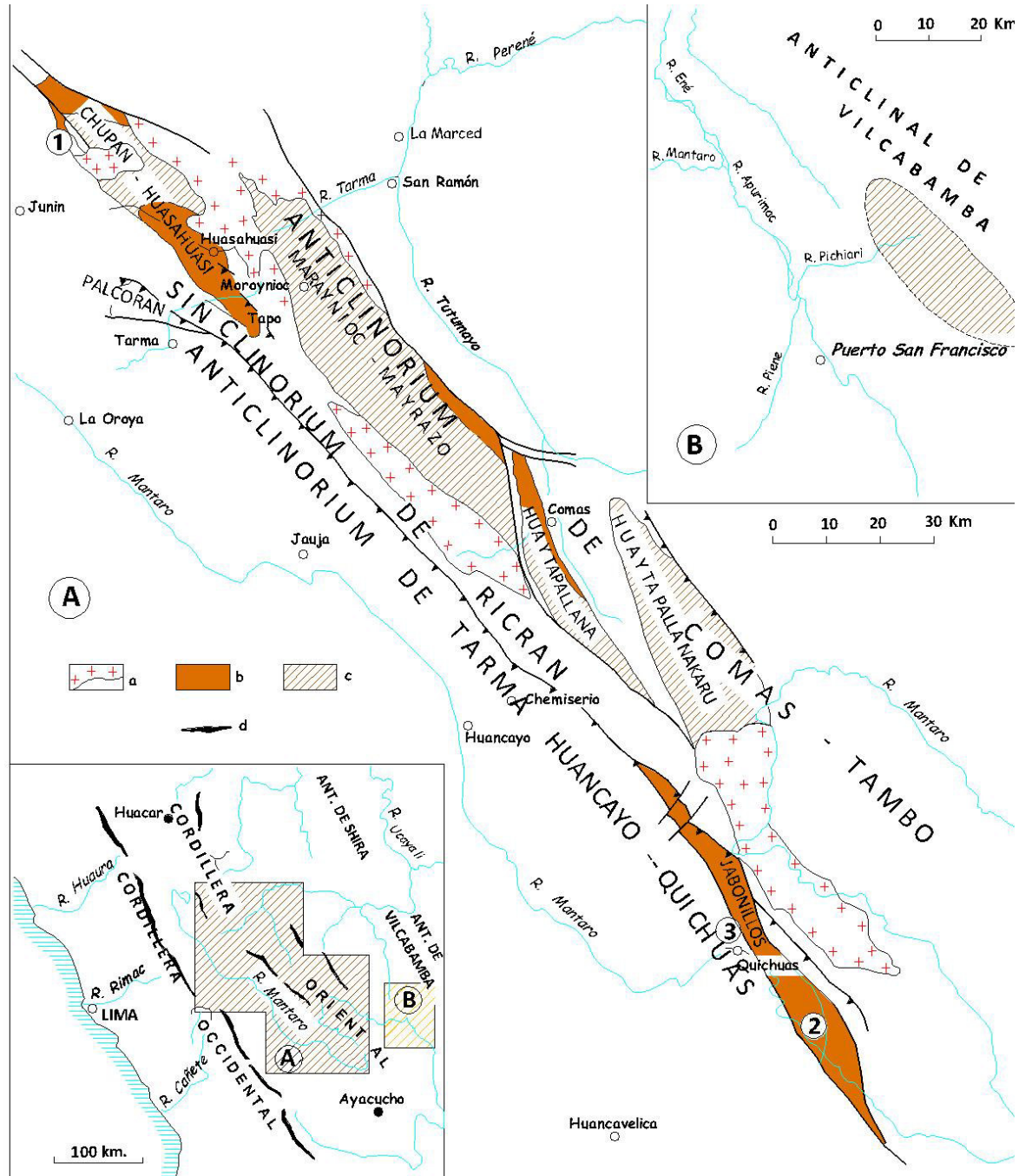
A pesar de que la orogenia Andina (~110 Ma) resulta predominante en las litologías de la Cordillera Occidental (Ramos y Aleman, 2000), la mayor parte de la actividad orogénica a lo largo de por lo menos 900 Ma, se ha enfocado en la Cordillera Oriental, lo cual ha sido interpretado como el borde continental de la Amazonia Occidental, que ha preservado relictos minerales en las litologías del basamento, que proporcionan edades tan antiguas como 2.3 Ga (Chew et al, 2007; Mišković et al., 2009).

La existencia de evidencias para la edad de deposición y metamorfismo de los esquistos y gneises de la Cordillera Oriental (el Complejo del Marañón, y el Complejo Huaytapallana) son muy limitadas. En el caso del Complejo del Marañón, las edades modeladas en base a isótopos de Nd, se agrupan entre los 1.5 y 2 Ga (MacFarlane, 1999), mientras que una edad pobremente definida como Neoproterozoica fuera asignada al metamorfismo, basándose en dataciones 'bulk' de U-Pb en zircones (sin discriminación de dominios de edades, por tanto, con un alto sesgo), dando edades de 630 a 610 Ma, a partir de gneises granulíticos en el Perú Central (Dalmayrac et al., 1980). Las investigaciones más recientes han demostrado la presencia de un evento de metamorfismo en el Ordovícico Temprano ( $484 \pm 12$  Ma) en el Complejo del Marañón (Cardona et al., 2006).

La existencia de restricciones temporales para el magmatismo y eventos de deformación más jóvenes en la Cordillera Oriental, también resulta ser algo muy escaso. Sin embargo, pese a basarse en un conjunto de información geocronológica muy limitada (en particular, dataciones de U-Pb en zircones), se pueden distinguir dos principales cinturones plutónicos de edad Paleozoica a Mesozoica (Mišković et al., 2009): granitoides peraluminosos a metaluminosos de tipo-I, de edad Mississippiana, principalmente restringidos al segmento al norte del paralelo



11°S, y los granitoides Permotriásicos del tipo-S y tipo-A en el Perú Central y Sur. Además, la significancia y extensión de un ciclo orogénico fechado entre finales del Devónico y el Pensilvaniano (la llamada “Orogenia Herciniana” de [Mégard, 1978](#)), permanece siendo algo completamente incierto.



**Figura 3.2** Mapa geológico regional mostrando los macizos metamórficos de la Cordillera Oriental del centro del Perú. a) Granitoides b) Facies epizonales c) Facies mesozonales y catazonales d) Rocas ultramáficas (Tapo y sur de Huaytapallana). **Fuente:** [Mégard \(1979\)](#)

ERA	PERIOD	EPOCH	LITOSTRATIGRAPHIC UNITS		THICKNESS	LITHOLOGY
CENOZOIC	CUATERNARIO	HOLOCENE	Colluvium		10	
			Alluvium		40	
		PLEISTOCENE	Lacustrine deposits		60	
			Alluvium			
MESOZOIC	TRIASSIC	UPPER	Disc.		250	
			Pucará Group (Lower units)			
PALEOZOIC	PERMIAN	UPPER	Mitu Group		1500	
			Disc.			
		LOWER	Copacabana Group		150	
			Disc.			
	CARBONIFEROUS	UPPER	Tama Group		500	
			Disc.			
		LOWER	Ambo Group		500	
			Disc.			
	DEVONIAN	Cabanillas Group		1200		
		Disc.				
Pre-Devonian sequences			Huaytapallana Complex			
			Phyllites			
			Schists			
			Gneiss, amphibolites			

Figura 3.3 Columna estratigráfica del área de estudio. Fuente: Elaboración propia.

### 3.3 Geología Local

#### 3.3.1 Basamento Paleozoico: Complejo Huaytapallana

En la zona de estudio se ha reconocido una secuencia de rocas metamórficas que representan el *basamento paleozoico*, aunque fuese cartografiada inicialmente como un macizo Precambriano, sin contar con asignaciones temporales bajo restricciones geocronológicas. Esta caracterización fue conocida como tal desde [Harrison \(1951\)](#), [Audebaud et al \(1971\)](#), y [Hein \(1974\)](#), e incluso [Mégard \(1979\)](#) habría indicado que la edad de este macizo fuera *presumiblemente Precambriana*. Posteriormente, [Dalamayrac et al. \(1980\)](#) realizó los primeros estudios de geocronología de U-Pb en zircones para las granulitas de la Cordillera Oriental de Huánuco, concluyendo una edad de metamorfismo en los 600 M.a. Sin embargo, las técnicas analíticas empleadas no fueron las adecuadas, incurriendo en un error de mezcla de dominios de diferentes edades al momento de analizar los zircones, al no contar con técnicas actuales de alta resolución, como la ablación láser (**Ver Sección 2.2.8.3**).

Estas rocas afloran en grandes superficies en la Cordillera Oriental de la zona de estudio. Las unidades reconocidas por [Mégard \(1979\)](#) se extienden desde el paralelo 11°S en su extremo norte, donde se desconoce el paso o relación con el Complejo del Maraón, tal como fuera cartografiado en el cuadrángulo de Cerro de Pasco ([Rodríguez et al., 2012](#)), hasta los 12°50'S, aproximadamente, tomando el nombre de Complejo Huaytapallana, y subdividido en cinco bloques de sur a norte, en los Macizos de *Jabonillos*, *Huaytapallanakaru*, *Huaytapallana*, *Maraynioc-Marairazo*, y el de *Chupán-Huasahuasi*, distinguidos por el mencionado autor considerando su grado y facies metamórficas.

En la zona de estudio se ha identificado al Complejo Huaytapallana en la cordillera del mismo nombre, y consta de facies metamórficas de alto grado, presentando principalmente paragneises en facies de anfibolita, con zonas metamórficas del grado granate, con presencia de cuarzo, feldespato, granate y biotita, evolucionando en ciertos tramos a gneises cordieríticos y gneises migmáticos con segregaciones félsicas. Los micaesquistos acompañan a esta secuencia, constituidos casi enteramente de muscovita – sericita y biotita – flogopita. En el tramo de Chicche a Comas, se han identificado principalmente micaesquistos con albita, gneises con sillimanita, cuarzo – feldespato y en ocasiones turmalina, algunos gneises anfibolíticos y micaesquistos cloritosos, indicando un contacto entre las facies de esquistos verdes y facies de anfibolita. Los afloramientos asignados al Macizo de Huaytapallanakaru en el transecto sur constan principalmente de micaesquistos cloritosos y gneises anfibolíticos, cortados de forma generalizada por las intrusiones del Batolito de Villa Azul, donde se han

encontrado afloramientos en forma extensa desde el distrito de Lampa hasta la localidad de Ocoro (paraje de Yerba Buena).

### **3.3.2 Rocas sedimentarias del Paleozoico**

Hacia el oeste, la Cordillera Oriental limita con el valle tectónico del Mantaro, una sucesión de semigrabens, similar al valle del Marañón, el cual contiene secuencias sedimentarias del Paleozoico (Devónico, Carbonífero y Pérmico), y sobre las cuales se encuentran remanentes incompletos de la sedimentación Mesozoica (fundamentalmente, la plataforma carbonatada del Triásico – Jurásico). Hacia el este, la sedimentación es fundamentalmente Paleozoica, no identificándose unidades del Mesozoico. Estas unidades Paleozoicas están constituidas por (1) secuencias marinas someras, silicoclásticas (Grupo Cabanillas) que afloran en el tramo de Huancayo a Acopalca, en la margen izquierda del río del mismo nombre, (2) secuencias continentales y epicontinentales del Mississippiano (Grupo Ambo), (3) una secuencia de poca expresión, de carbonatos de plataforma del Pensilvaniano – Pérmico Inferior (Grupo Copacabana), y (4) secuencias continentales y volcanosedimentarias de capas rojas del Pérmico-Triásico (Grupo Mitu).

### **3.3.3 Rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico**

La secuencia litoestratigráfica del Mesozoico se encuentra incompleta. Consiste principalmente de las calizas y dolomías de la plataforma carbonatada del Triásico – Jurásico (Grupo Pucará), estando ausente por completo la sedimentación del Cretáceo. Estas unidades yacen en discordancia paralela sobre las capas rojas del Grupo Mitu, y en algunos tramos directamente y en discordancia angular sobre el Grupo Cabanillas. Sobre yaciendo directamente a las unidades del Triásico - Jurásico, se pueden encontrar los depósitos del Cuaternario, principalmente conformados por sedimentación glacial y periglacial.

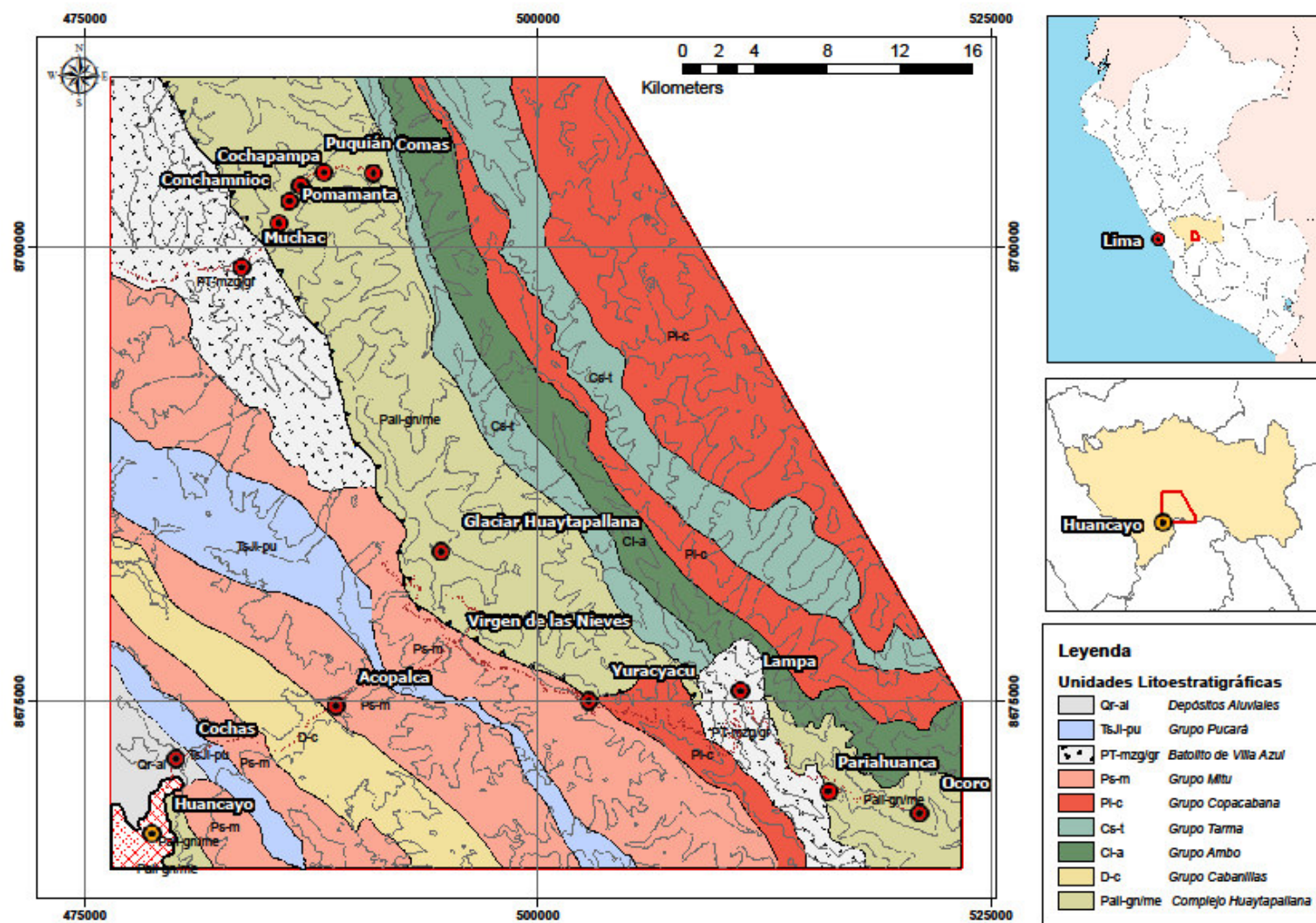
### **3.3.4 Unidades Intrusivas Paleozoicas**

*Batolito de Villa Azul:* Se trata de un cuerpo ígneo que atraviesa el cuadrángulo de Pampas con dirección NO-SE, prolongándose a los cuadrángulos vecinos por más de 600 km y con un ancho promedio de 15 km (**Cerrón y Ticona, 2003**), emplazándose principalmente en las rocas metamórficas del Complejo Huaytapallana. Ha sido estudiado en las inmediaciones de la hacienda de Villa Azul por **Stewart, et al (1974)** quien encontró edades K-Ar de 251 Ma en Biotitas, en las inmediaciones de la hacienda de Villa Azul (Cuadrángulo de Pampas); sin embargo, no se cuenta con datos geocronológicos para la zona de estudio y en las inmediaciones del Complejo Huaytapallana. Además, la datación K-Ar en biotita, por tener un rango de temperaturas de cierre mucho más bajo que las dataciones U-Pb en zircones,

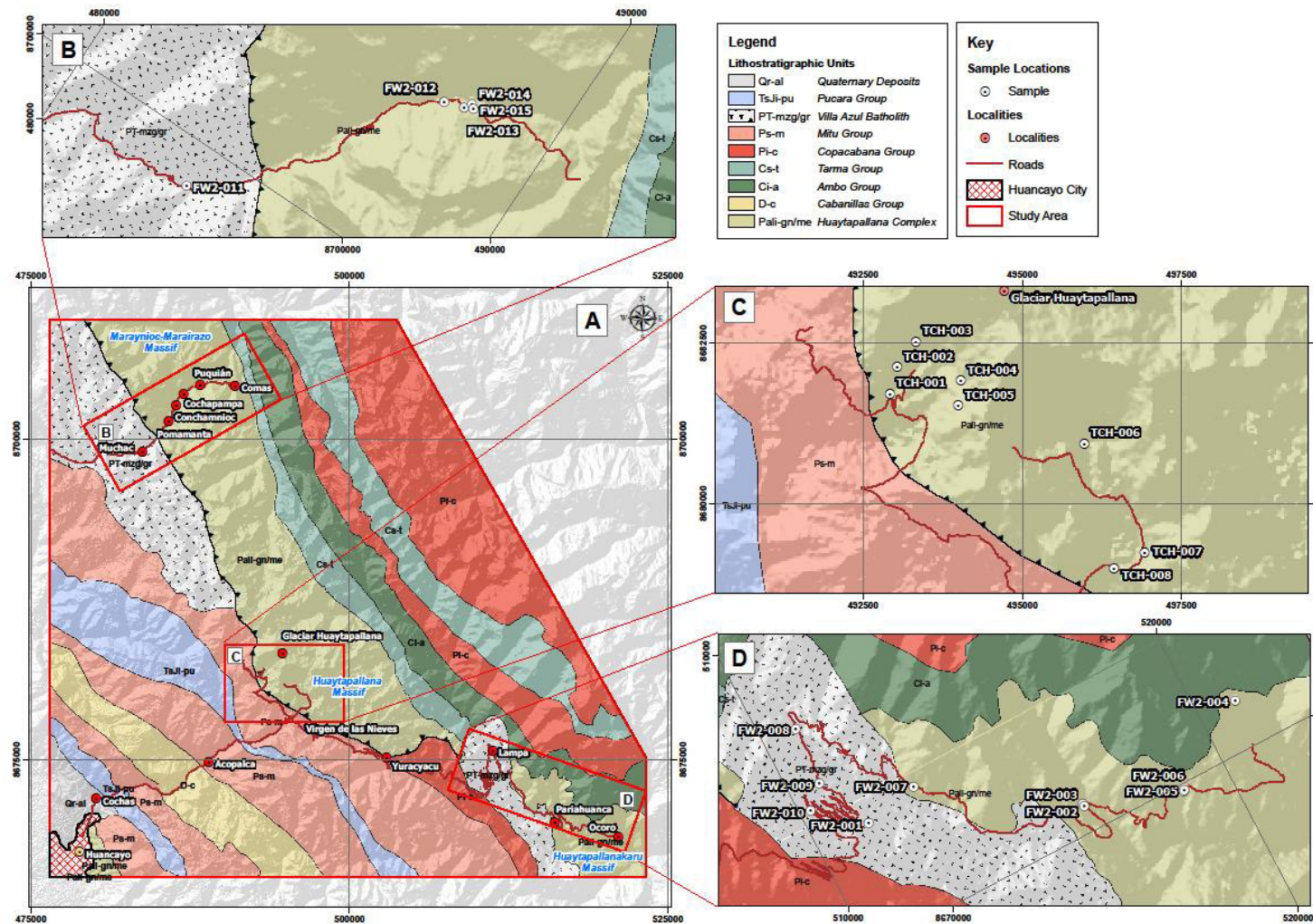
demonstraría una edad mucho más joven, (edad de enfriamiento), en lugar de la edad real de emplazamiento de estos intrusivos. Corta principalmente al Grupo Mitu, y se encuentra por debajo del Grupo Pucará, lo cual sugiere su edad de emplazamiento. Su naturaleza es principalmente granítica, presentando granodioritas y granitos de color blanco, de textura fanerítica, grano grueso, hipidiomórfico, con abundantes enclaves de composición máfica a intermedia. Al cortar claramente al Complejo Huaytapallana, se han seleccionado muestras adecuadas para el estudio isotópico.

*Granodiorita de Muchac:* Cuerpo intrusivo que aflora en el cuadrángulo de Jauja de forma extensa en un rumbo NO-SE, extendiéndose por unos 50 km y con un ancho aproximado de 8 km. En el cuadrángulo de Jauja ha sido cartografiado como Granodiorita de Talhuis, y **Paredes (1995)** lo consideró de edad Cretáceo Superior Paleoceno, en conjunto con los granitos y dioritas de Sucllamachay. En este estudio, se le ha considerado como parte del Batolito de Villa Azul, dado que la muestra tomada en la localidad de Muchac dio una edad Pérmico Superior. Se trata de una granodiorita de textura fanerítica, hipidiomórfica color blanco grisáceo a beige, de grano grueso, con abundante cuarzo y plagioclasa, además de hornblenda y biotita.



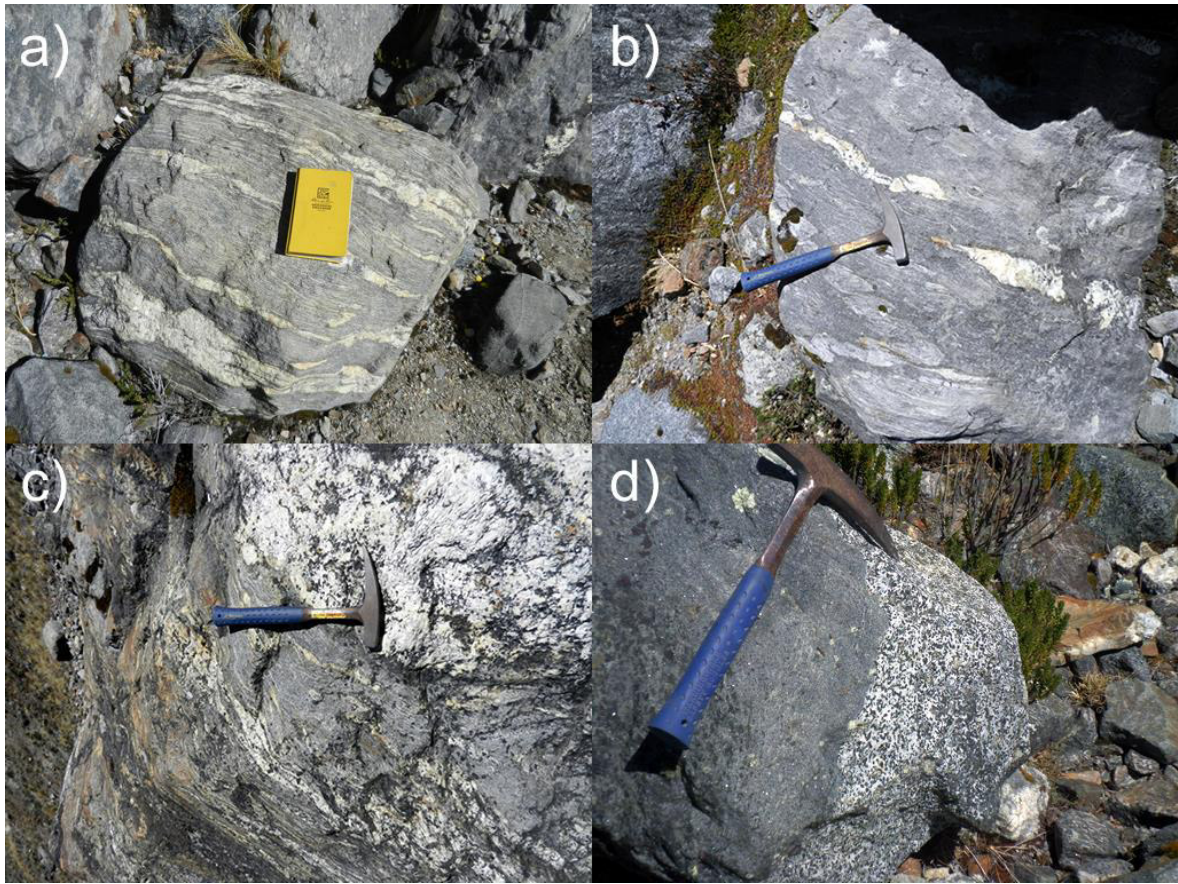


**Figura 3.2.** Mapa geológico generalizado mostrando la ubicación de la zona de estudio, y las unidades litoestratigráficas reconocidas en la presente tesis y las diferentes localidades visitadas. **Fuente:** Elaboración propia a partir de los datos de [Paredes \(1994\)](#) y [Cerron & Ticona \(2003\)](#)

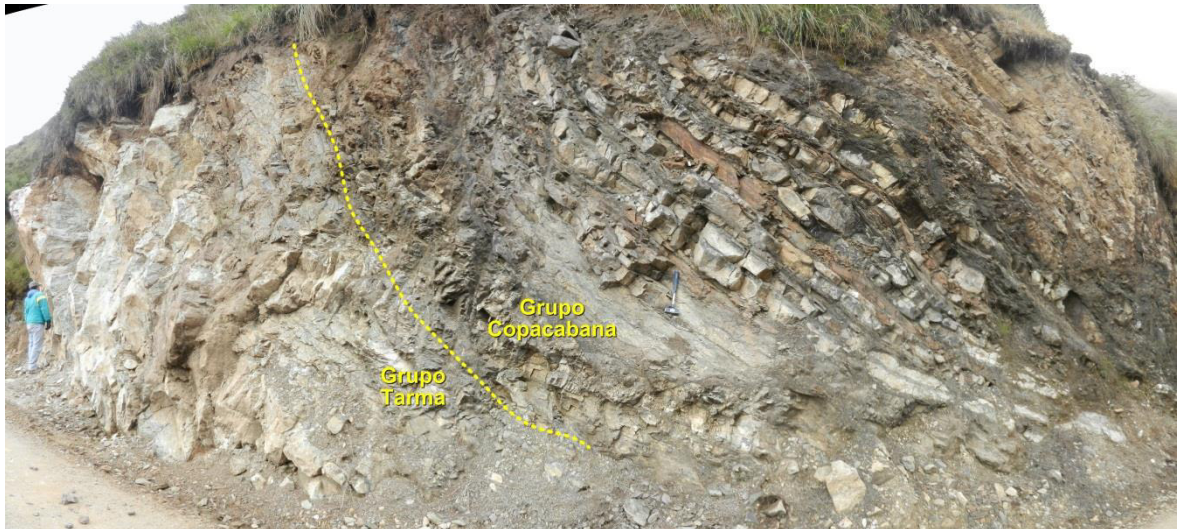


**Figura 3.3.** Mapas geológicos con las localidades de muestreo. El mapa superior corresponde al transecto de Chicche a Comas, en donde se tomaron las muestras FW2-011, FW2-012, FW2-013, FW2-014 y FW2-015. El mapa superior derecho corresponde a la zona de alto grado, en donde se tomaron las muestras TCH-001, TCH-002, TCH-003, TCH-004, TCH-005, TCH-006, TCH-007 y TCH-008. El mapa inferior derecho corresponde al transecto desde Páhuil a Ocoro, donde se tomaron las muestras FW2-001, FW2-002, FW2-003, FW2-004, FW2-005, FW2-006, FW2-007, FW2-008, FW2-009 y FW2-010. **Fuente: Elaboración Propia.**





**Figura 3.4.** Fotografías de los afloramientos en donde se recolectaron las muestras de la zona núcleo del Complejo Huaytapallana. A) Muestra TCH-001, B) Muestra TCH-002, C) Muestra TCH-003, D) Muestra TCH-004. **Fuente: Propia.**



**Figura 3.5** Fotografía panorámica de un afloramiento donde se observa el contacto entre el Grupo Tarma y el Grupo Copacabana, en el transecto de Páhuil a Ocoro. **Fuente: Propia.**





**Figura 3.6** Fotografía de un afloramiento del Batolito de Vila Azul, donde se tomó la muestra FW2-010 en el transecto de Páhuall a Ocoro. **Fuente: Propia.**



**Figura 3.7** Afloramiento de un cuerpo subvolcánico cortando al Complejo Huaytapallana. Localidad de muestreo FW2-006. **Fuente: Propia.**

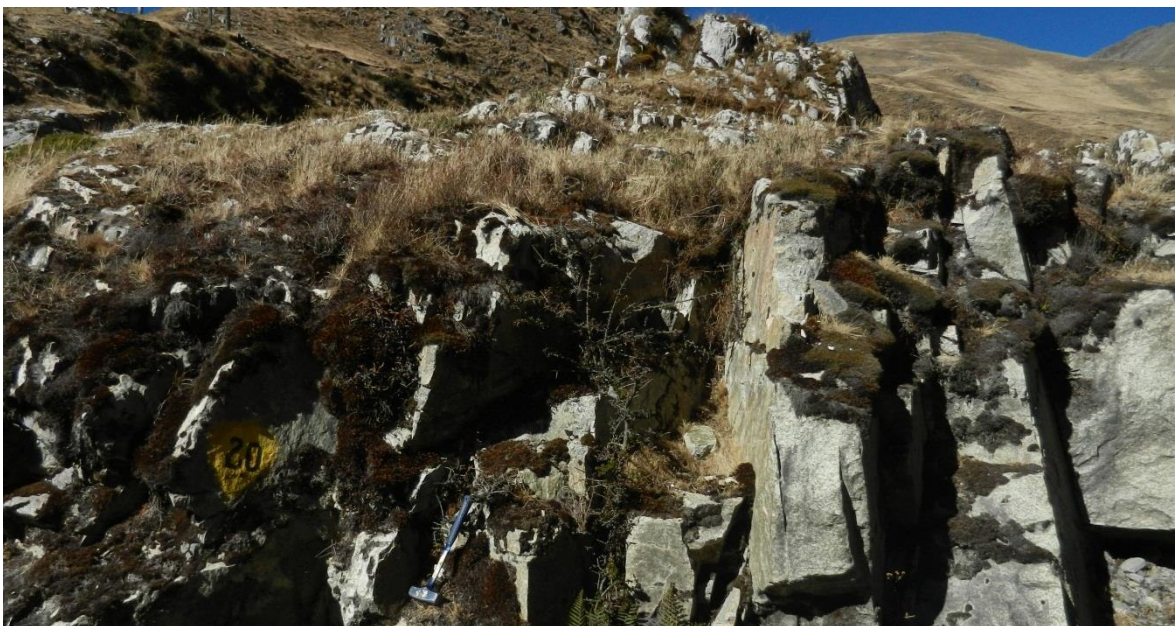




**Figura 3.8** Afloramiento del Complejo Huaytapallana que es cortado por el Batolito de Villa Azul, en el transecto de Páhual a Ocoro. **Fuente: Propia.**



**Figura 3.9** Vista panorámica hacia la Quebrada Yuracyacu. Vista hacia la zona de alto grado metamórfico. **Fuente: Propia.**



**Figura 3.10** Afloramientos del Batolito de Villa Azul en la localidad de Muchac. Localidad de muestreo FW2-011. **Fuente: Propia.**





**Figura 3.11** Afloramiento de un intrusivo máfico cortando al Complejo Huaytapallana en la localidad de Pariahuanca. Localidad de muestreo FW2-003. **Fuente: Propia.**



**Figura 3.12** Afloramiento de un intrusivo félsico cerca de Lampa. Localidad de muestreo FW2-001. **Fuente: Propia.**





**Figura 3.12** Afloramiento de un intrusivo félsico, cortando al máfico descrito en la muestra FW2-003, cerca de Pariahuanca. Localidad de muestreo FW2-002. **Fuente: Propia.**





**Figura 3.13** Afloramiento de psammitas pertenecientes al Complejo Huaytapallana cerca a la localidad de Chuyas. Localidad de muestreo FW2-007. **Fuente: Propia.**





**Figura 3.14** Afloramiento de un cuerpo intrusivo pegmatítico cortando al Complejo Huaytapallana, en los alrededores de la localidad de Puquíán. Localidad de muestreo FW2-014. **Fuente: Propia.**



## Capítulo 4

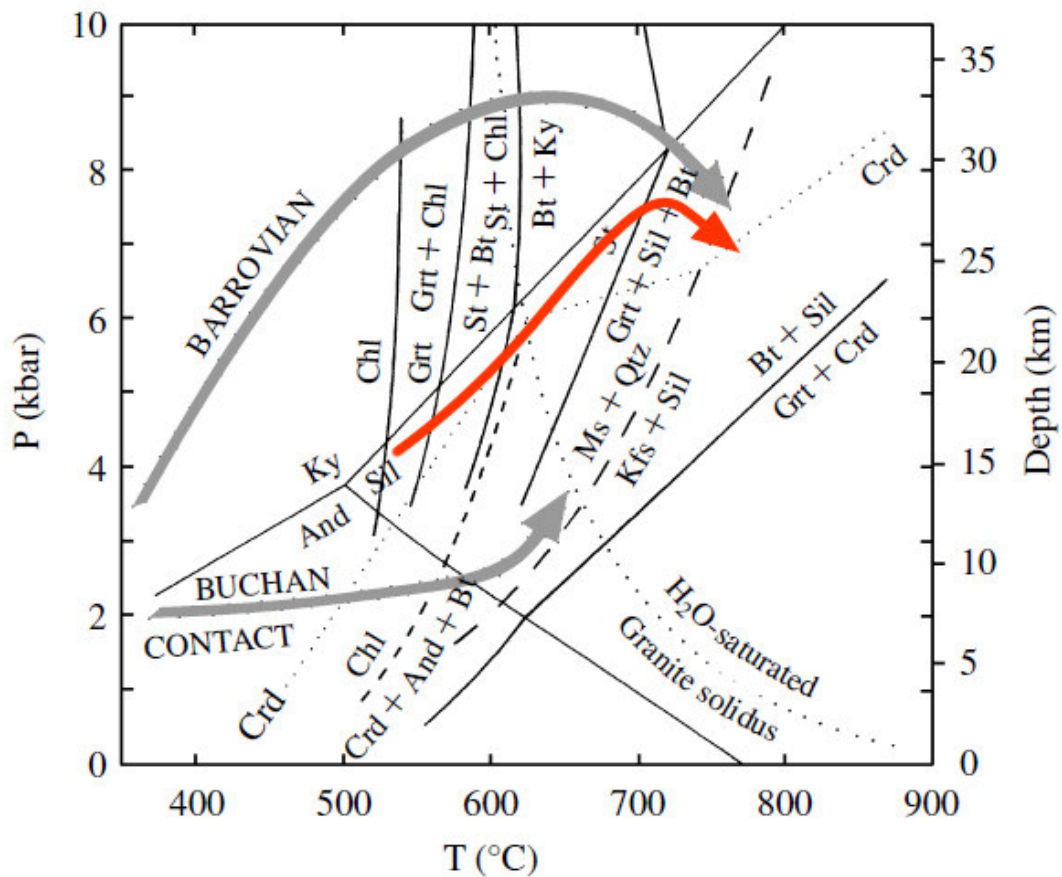
# Petrología y Mineralogía

### 4.1 Generalidades

El metamorfismo en la Tierra se encuentra casi enteramente enfocado cerca de los límites de placas convergentes y divergentes, debido a que son los únicos regímenes tectónicos en donde los flujos de masa y calor son lo suficientemente grandes para causar cambios en los estados de los sistemas geológicos. Dentro del interior de las placas, como los cratones estables, las geotermas estacionarias y una ausencia de movimiento de masas evitan que ocurra gran parte del metamorfismo, solo la intrusión local de magmas máficos altamente alcalinos, pueden crear un metamorfismo de contacto, el cual es despreciable. El metamorfismo regional de carácter complejo y variable se desarrolla en orógenos amplios en cortezas continentales engrosadas, en las zonas de convergencia de placas, sobre periodos de tiempo de decenas a quizás, cientos de millones de años. La geometría y tasas de convergencia de placas, las características de la placa, y los detalles de los procesos tectónicos y termale en la astenósfera y litosfera juegan parte en el desarrollo y el tipo de metamorfismo.

Se han identificado cuatro grandes zonas de metamorfismo, que corresponden a: 1) Facies de esquistos verdes (zona de biotita), marcada principalmente por la isógrada de biotita. 2) Facies de anfibolitas, marcada por la primera isógrada de sillimanita, en presencia de granate y biotita. 3) Facies de granulitas, marcada por la segunda isógrada de sillimanita, y la presencia de cordierita y feldespato potásico. 4) Zona de ultrametamorfismo, marcada por la aparición de migmatitas, gneises migmáticos y segregaciones de leucosoma.

La presencia del ensamble mineralógico granate + sillimanita + biotita, en el camino de alta presión del modelo barroviano, nos estarían indicando condiciones de temperatura de más de 600°C y presiones que podrían oscilar entre los 4 y los 8 kbar. La aparición de cordierita indica condiciones de, al menos, 700°C y 8 kbar. La segunda isógrada de sillimanita, en conjunto con feldespato potásico, solo es estable a más de 750°C. Dependiendo de la saturación de H<sub>2</sub>O en el sistema, la fusión parcial en la zona de ultrametamorfismo, puede comenzar entre los 750 y 800°C a 8 kbar de presión. El camino de condiciones de presión y temperatura propuesto explicaría la ausencia de kyanita. **(Figura 4.1)**



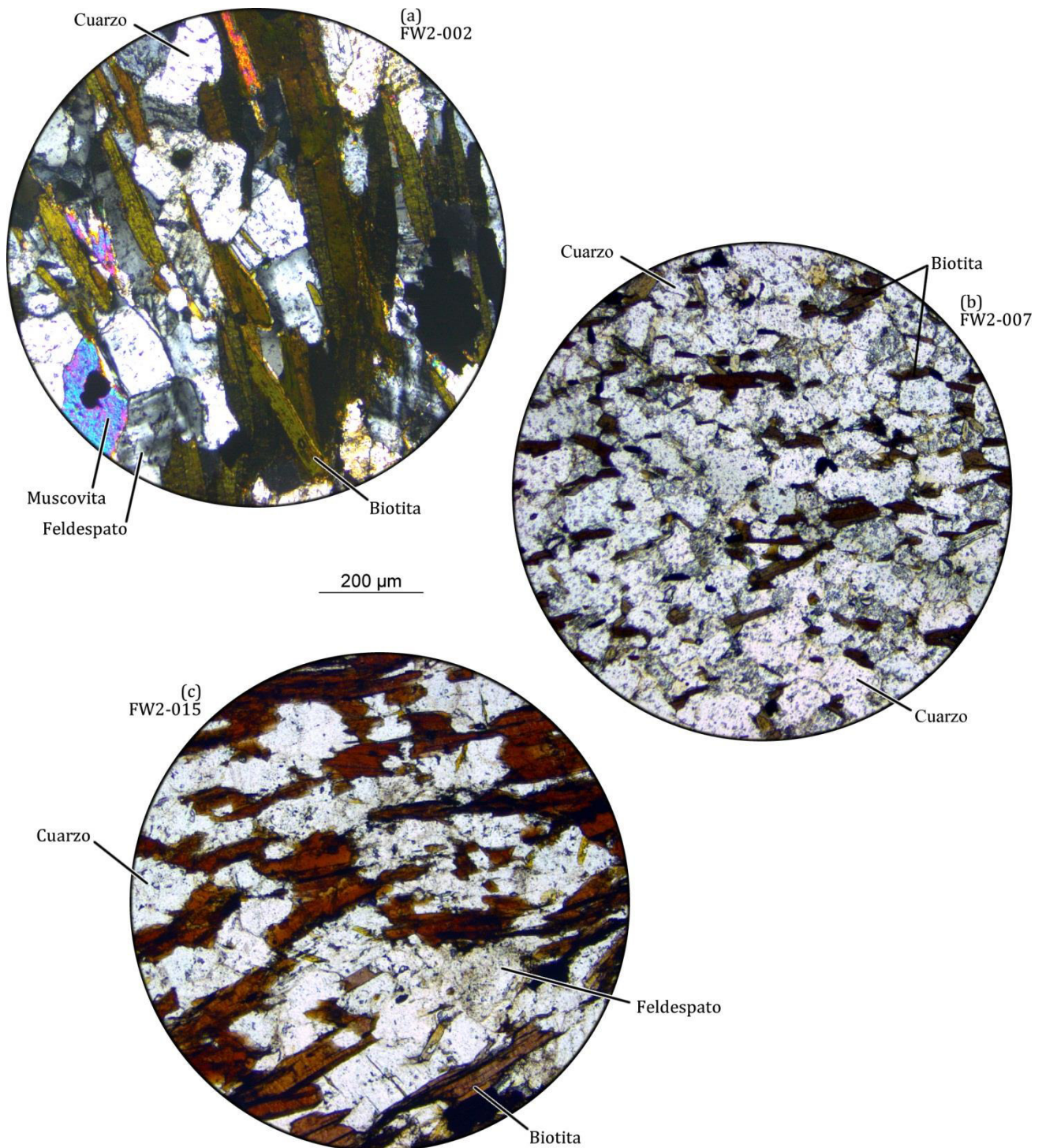
**Figura 4.1.** Gráfico petrogenético para rocas pelíticas, comparando los caminos de presión y temperatura (P-T) de los modelos Barroviano y Buchano, además de los ensambles mineralógicos. La línea de color naranja resulta la interpretación del camino P-T para el metamorfismo del Complejo Huaytapallana, en base a la mineralogía observada en las muestras. **Fuente:** Elaboración propia a partir del gráfico original de [Dymoke y Sandiford \(1992\)](#) y [Spear \(1993\)](#).

## 4.2 Metamorfismo

### 4.2.1 Facies de esquistos verdes – zona de biotita

Al incrementar la temperatura en la zona de clorita, al menos tres reacciones pueden causar la aparición de la biotita, comúnmente en forma de pequeños porfiroblastos, mostrando una textura eminentemente granolepidoblástica. Las dos primeras reacciones son discontinuas, la tercera es continua. La primera reacción discontinua ocurre en rocas pobres en Al, las cuales no contienen mica blanca (muscovita), como es el caso de algunas de las rocas del Complejo Huaytapallana.





**Figura 4.2.** Fotomicrografías de las rocas de las facies de bajo grado metamórfico evidenciando las reacciones típicas de la zona de biotita en el modelo Barroviano. La muestra FW2-015 corresponde a un intrusivo en facies de esquistos verdes con biotita, cuarzo, muscovita y feldespato potásico. La muestra FW2-007 es una metagrauvaca en facies de esquistos verdes con cuarzo, biotita y posiblemente muscovita fengítica. La muestra FW2-002 corresponde a una psamita en facies de esquistos verdes con cuarzo, feldespato y biotita. **Fuente: Elaboración propia.**

La segunda reacción ocurre en pelitas calcáreas, en la que la ankerita y la muscovita reaccionan para formar biotita y calcita, la cual no se encuentra en las rocas de la zona de estudio. Una tercera reacción es quizás la más común, y define la isógrada de biotita en la mayoría de las rocas pelíticas. Se trata de una reacción continua que desestabiliza micas blancas fengíticas ricas en  $\text{Fe}^{+2}$  y Mg a favor de una muscovita típica.



Esta reacción es perfectamente verificable en las rocas de bajo grado metamórfico en el Complejo Huaytapallana, y representa la reacción principal característica de la zona de biotita. Este ensamble mineralógico puede encontrarse en la mayoría de psamitas metamórficas de la zona de estudio.

Es importante mencionar que estas y otras reacciones señaladas anteriormente son generalizadas debido a la gran variabilidad de la composición química de las soluciones sólidas. Las reacciones estequiométricamente balanceadas no pueden ser escritas con facilidad. Al incrementar la temperatura, la contracción continua del campo de estabilidad de dos fases fengita – clorita permite que una pelita promedio abarque un campo de estabilidad expandido de tres fases: biotita – muscovita fengítica – clorita. Las pelitas ricas en Al no registran la aparición estable de biotita como ocurriría en rocas que contienen menos Al. Sin embargo, la composición global de la roca controla la estabilidad de la biotita y por tanto, la manifestación de la isógrada de biotita (Best, 2004). Debe tomarse en cuenta también que, por ejemplo, Dempster y Tanner (1997) discuten el hecho de que la isógrada de biotita en los pirineos centrales está controlada por la deformación, permitiendo que aparezca a temperaturas menores, a las que, de otra forma, no podría ocurrir.

#### 4.2.2 Facies de anfibolitas – zonas de granate, biotita y sillimanita

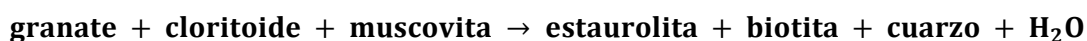
No existe una gradación continua a través del metamorfismo Barroviano en las rocas del Complejo Huaytapallana. Las rocas metamórficas en la zona de biotita pasan abruptamente a facies de anfibolita de alto grado, encontrándose rocas cuyo ensamble mineralógico configuran la primera zona de sillimanita, no pudiéndose identificar la isógrada de las zonas de granate (primera aparición por encima de la isógrada de biotita), ni las de kyanita o estaurolita. Sin embargo, al observar el ensamble mineralógico encontrado en los gneises, se puede reconstruir la secuencia de reacciones que llevaron a la configuración encontrada actualmente. La aparición de granate se debe posiblemente a la reacción:



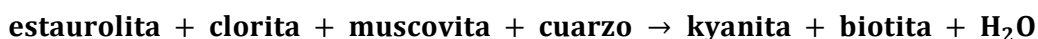
Definiendo la *isógrada de granate*. De existir suficiente aluminio en el sistema, el granate coexiste con el cloritoide, y de tener una concentración elevada de  $\text{Fe}^{+2}$ , se pudo dar la siguiente reacción:



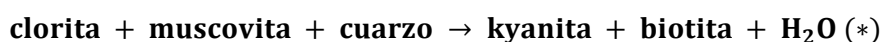
La textura de reacción en este caso consta de poikiloblastos de granate envueltos por cloritoide, haciendo que el granate no pueda reaccionar con el cuarzo. Una reacción mucho más común de hecho es:



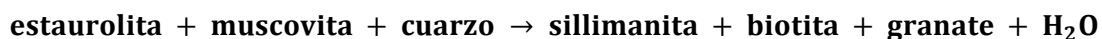
Con lo que el inicio de la *isógrada de estaurolita* realmente es la primera aparición del conjunto estable estaurolita + biotita. Al incrementarse el grado de metamorfismo, se rompe la estabilidad entre la estaurolita y la clorita:



Del mismo modo, la primera aparición del conjunto kyanita + biotita marca el inicio de la *isógrada de kyanita*. Se sigue generando kyanita a través de la reacción continua:



A mayores condiciones de P-T, se pasa a la *primera isógrada de sillimanita*. La sillimanita fibrosa (fibrolita) comumente se desarrolla dentro o encima de la muscovita, o en especial, de la biotita, según la reacción:

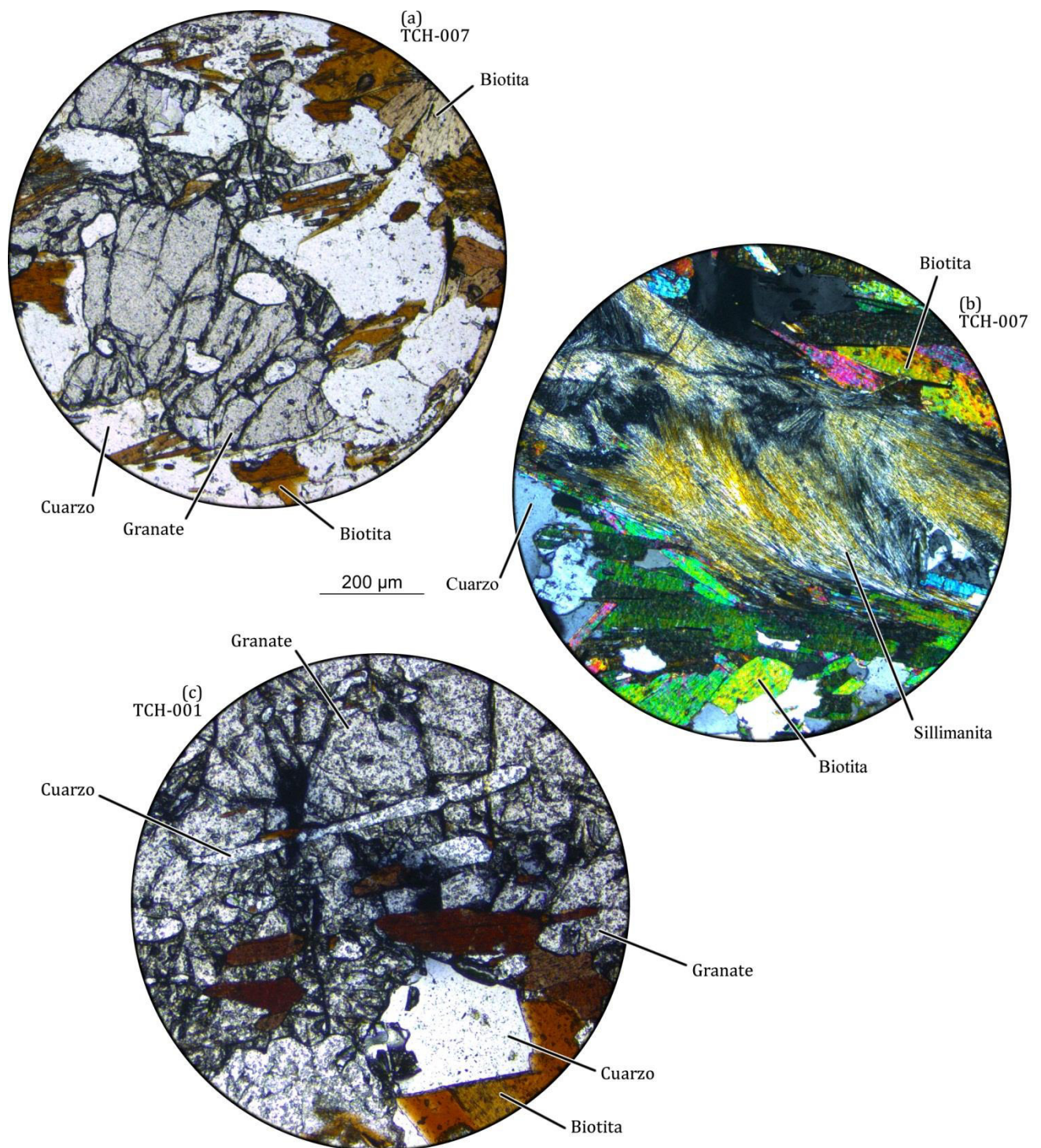


Que es exactamente el ensamble mineralógico encontrado en los gneises del Complejo Huaytapallana. Posteriormente, continuaría la contracción de la estabilidad de la clorita al incrementarse la temperatura, con lo que continuaría cíclicamente la reacción (\*) hasta eliminar la mayor parte de las cloritas magnéticas, dando lugar a la generación de más sillimanita, biotita, y el crecimiento de los poikiloblastos de granate.

#### 4.2.3 Facies de granulitas – zonas de feldespato potásico, biotita, cordierita y granate

En el caso de que las temperaturas suban por encima de los 750°C, las soluciones sólidas de muscovita reaccionan con el cuarzo para formar un feldespato alcalino potásico y un silicato de aluminio. Si se trata de bajas presiones, se estabiliza andalucita, y a altas presiones, es estable la kyanita. Sin embargo, solo es posible encontrar sillimanita, siendo el caso de un camino de presión intermedia.



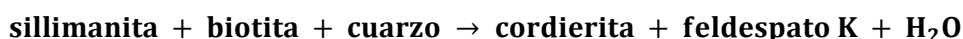


**Figura 4.3.** Fotomicrografías de las rocas de las facies de alto grado metamórfico (primera isógrada de sillimanita) evidenciando las reacciones típicas de la zona de sillimanita en el modelo Barroviano. Ambas muestras, TCH-001 y TCH-007 corresponden a paragneisses en facies de anfibolita con granate y sillimanita. **Fuente:** Elaboración propia.

Al ocurrir por primera vez junto con feldespato alcalino potásico, se le considera la *segunda isógrada de sillimanita*. Como consecuencias de la ruptura de la muscovita tenemos que:

- Muchos petrólogos ([Miyashiro, 1994](#); [Blatt y Tracy, 1996](#)) consideran la compatibilidad de la sillimanita + feldespato alcalino como una característica de las *facies de granulitas* que es dominada por minerales no hidratados.
- Con la desaparición de la muscovita, el único filosilicato remanente es la biotita, ya que la clorita desapareció en la transición a la zona de sillimanita. Consecuentemente, las rocas pelíticas pierden sus características de esquistosidad y pasan a ser más gneísicas.
- Contribuye con el aspecto gneísico el hecho que en la mayoría de los terrenos se observa que la desintegración de la muscovita coincide aproximadamente con el inicio de la fusión parcial, posiblemente generada por la liberación de agua. La generación de leucosoma genera un paso entre gneises y migmatitas.

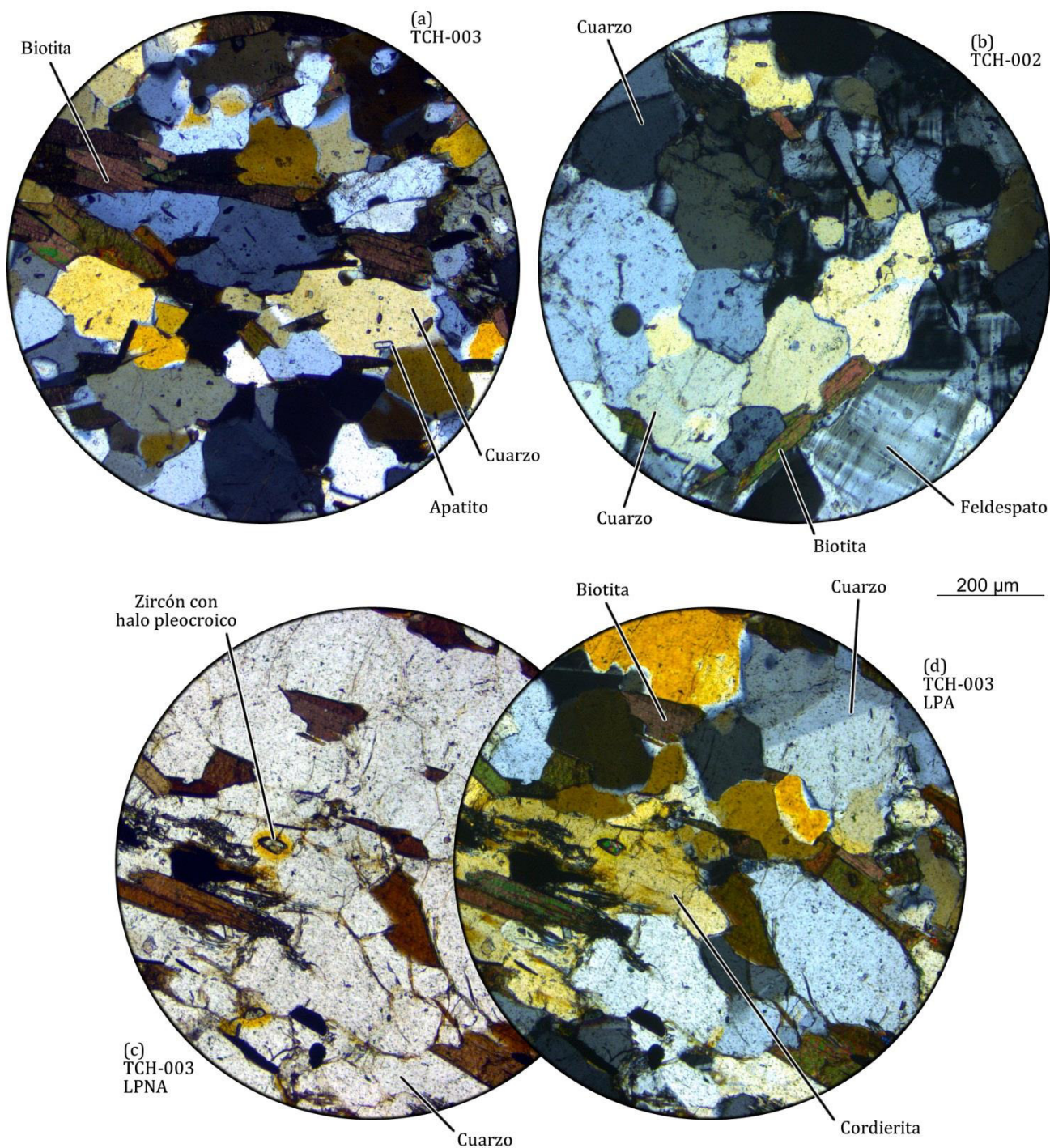
La fusión parcial es muchas veces vista como la culminación del metamorfismo o como un ultrametamorfismo, pero debe discutirse si esto resulta apropiado. Este fenómeno representa, sin embargo, un punto de inflexión en el metamorfismo debido a la afinidad de la fase fundida por cualquier agua en la roca, por lo que efectivamente ocurre una deshidratación. A partir de entonces, cualquier reacción posterior al incrementar la temperatura será dominada por los reactivos no hidratados, y por las fases producto. Las pelitas más magnésicas en la zona de sillimanita + feldespato alcalino pueden contener cordierita, el mineral más rico en Mg de los minerales aluminosos máficos comunes. La compatibilidad mineral que involucra a la cordierita, ocurre por la reacción



Si consideramos temperaturas aún más altas, la estabilidad de la cordierita puede expandirse hasta composiciones mucho más ricas en Fe, mientras que el granate se vuelve más rico en magnesio, eliminando la compatibilidad entre la sillimanita y la biotita

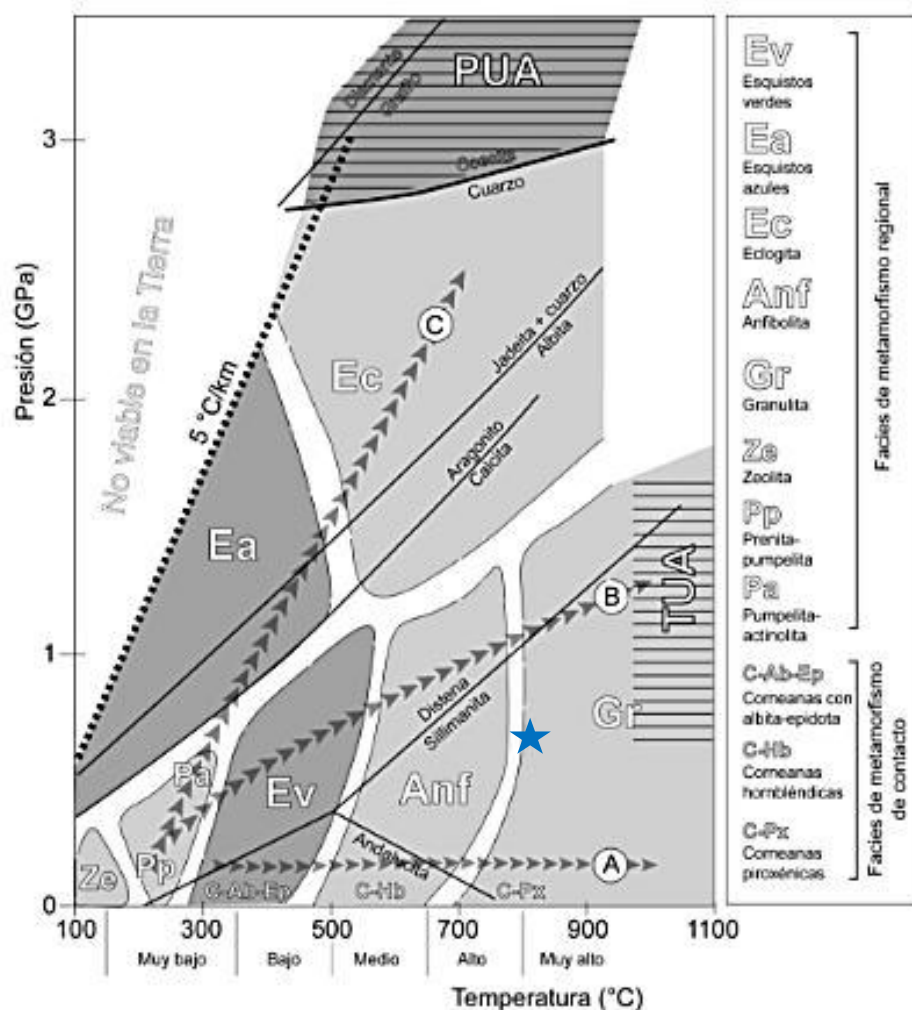






**Figura 4.4.** Fotomicrograffas de las rocas de las facies de alto grado metamórfico (transición a facies de granulitas). La muestra TCH-002 corresponde al leucosoma de un gneiss migmatítico. La muestra TCH-003 corresponde a un gneiss que carece de sillimanita, pero el desarrollo de halos pleocroícos alrededor de zircones demuestra la existencia de cordierita, la cual es muy similar al cuarzo en sección delgada. Las imágenes inferiores corresponden a la misma fotomicrografía en LPNA y LPA respectivamente.  
**Fuente:** Elaboración propia.

Este equilibrio nuevo involucra la compatibilidad rara entre el granate y la cordierita, y ocurre en algunas migmatitas de alto grado, donde la fusión parcial deshidrata y permite al agua liberada disolverse en el fundido. Según [Yardley \(1989\)](#), la aparición de cordierita + granate marcaría el inicio de las *facies de granulita*. Los paragneises de alto grado del Complejo Huaytapallana serían producto del metamorfismo de grado alto de rocas pelíticas ricas en aluminio, en las que en algunos casos se inicia el proceso de fusión parcial, alcanzando temperaturas suficientes para convertir parte de la sillimanita y biotita en feldespato potásico, cordierita y granate. La producción de leucosoma genera la deshidratación de las fases involucradas.



**Figura 4.5.** Diagrama P-T mostrando la distribución de los campos correspondientes a las ocho facies metamórficas comunes del metamorfismo regional, y las tres del metamorfismo de contacto (corneanas). (A) Metamorfismo de contacto. (B) Metamorfismo Barroviano (presión intermedia). (C) Metamorfismo de subducción de alta presión y baja temperatura. Los campos de presiones ultra-altas y temperaturas ultra-altas se muestran con rayado horizontal. La estrella de color azul marca las condiciones de presión y temperatura interpretadas para el pico de metamorfismo. **Fuente:** [Castro \(2015\)](#).

No se observa ruptura de biotita para producir ortopiroxeno y feldespato potásico, por lo que la temperatura de metamorfismo no podría haber llegado a los 1000°C, temperatura suficiente para producir zafiro, espinela y osumilita, en coexistencia con granate, cordierita, sillimanita y cuarzo (Spear, 1993). Por estos motivos, se interpreta que las condiciones de presión y temperatura del pico de metamorfismo llegaron a los, aproximadamente, 800°C y 7 Kbar (0.7GPa) de presión, encontrándose en la transición a las facies de granulitas.

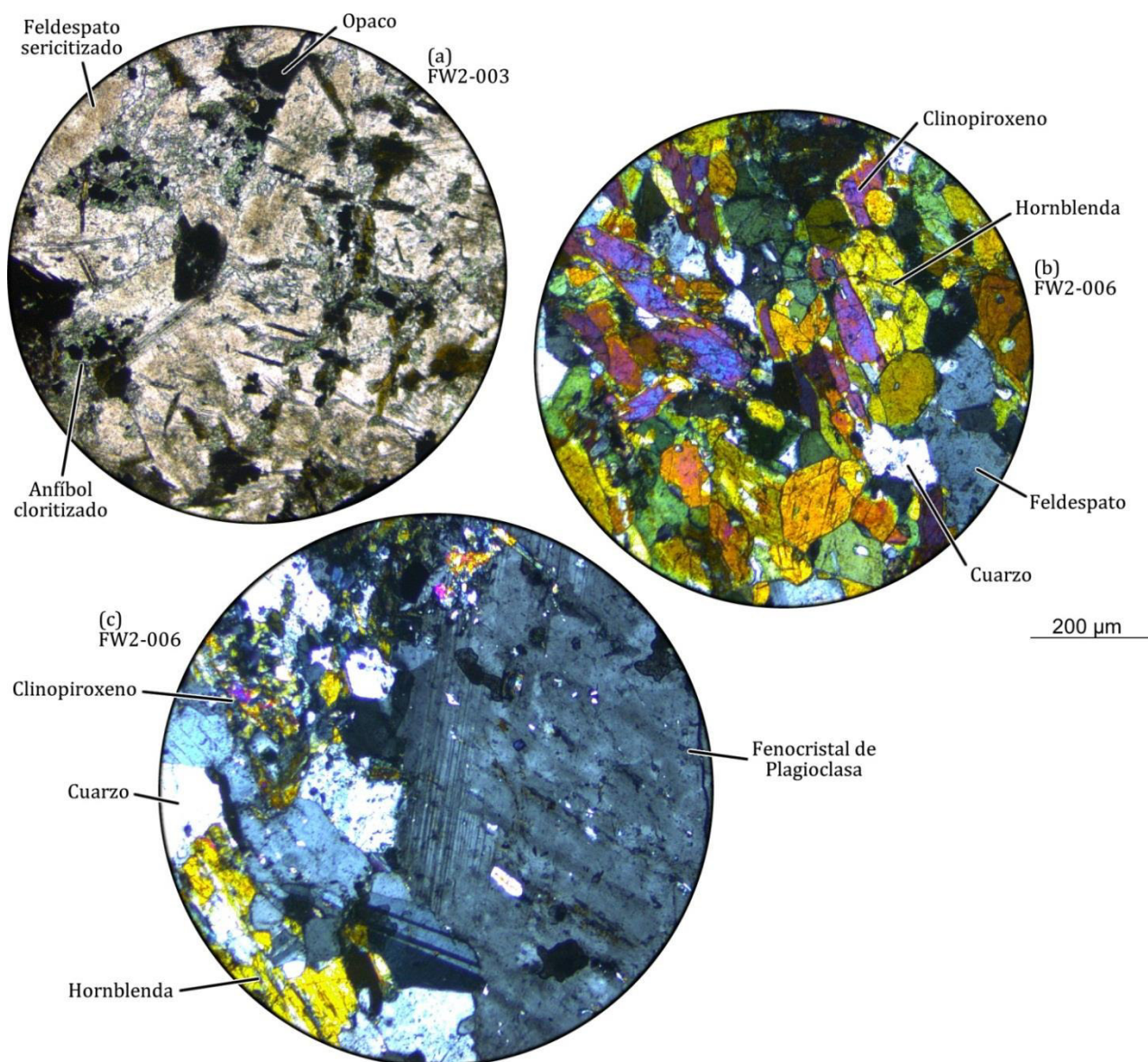
### 4.3 Magmatismo

El magmatismo presenta características petromineralógicas que conforman dos grupos principales: uno granítico y uno diorítico. Espacialmente, la tendencia granítica es predominante, formando grandes cuerpos que corresponden a las intrusiones del Batolito de Villa Azul, siendo la *Granodiorita de Muchac* la continuación de este batolito hacia el norte. Las rocas magmáticas con tendencias máficas corresponderían a pulsos menores que cortan directamente al Complejo Huaytapallana, y la presencia de cuerpos porfíroides demostraría que se trata de intrusiones más someras.

El Batolito de Villa Azul, representado en el Granito de Páhual del presente estudio (muestra FW2-010) presenta abundantes enclaves magmáticos de una roca intrusiva máfica, de tendencia diorítica (**Figura 4.6a**), lo cual evidencia una mezcla de magmas.

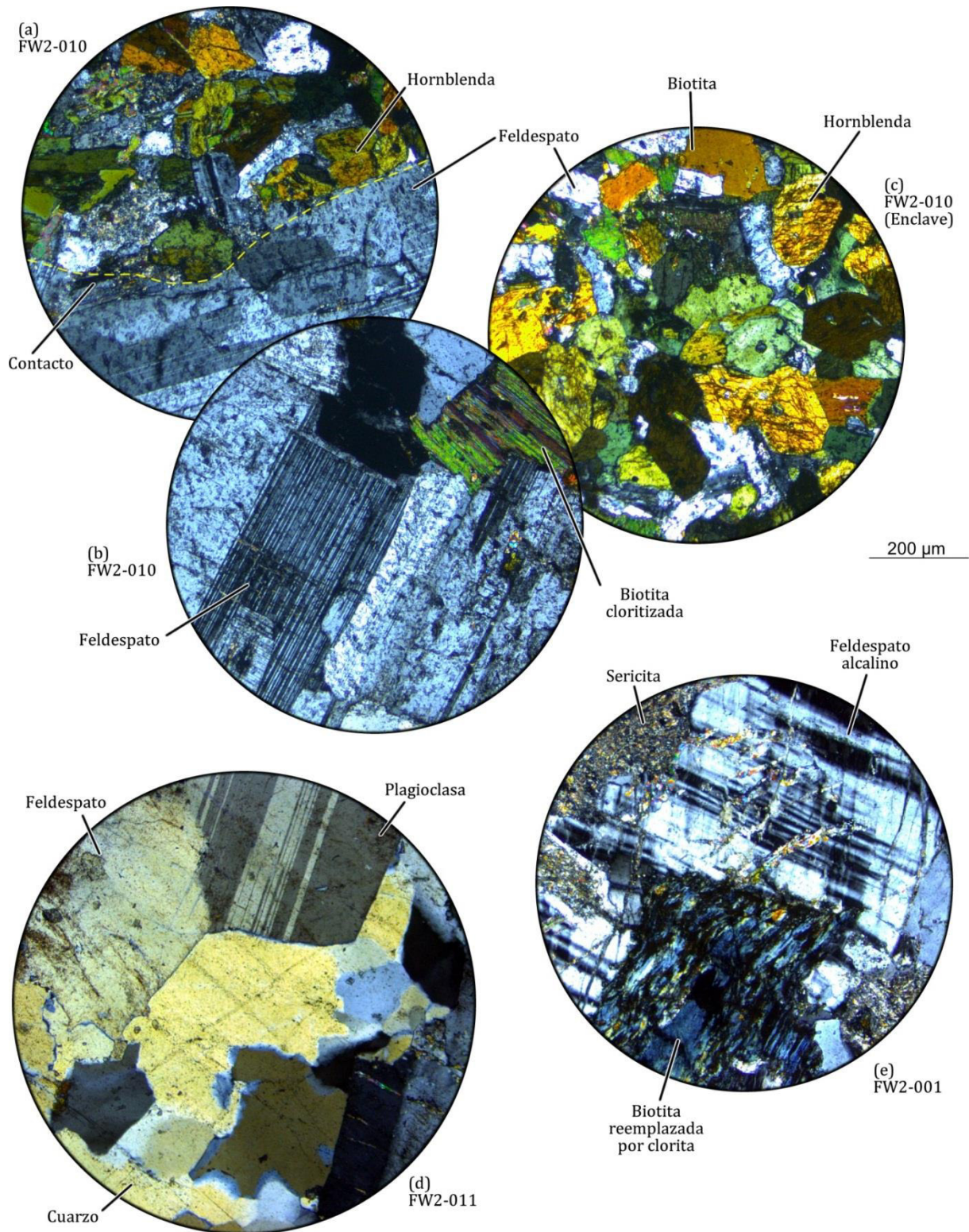
Todas las muestras intrusivas más jóvenes en el sector sur del área estudiada han sido afectadas por tectonismo (ya sea que exhiben foliación débil a moderada, cloritización o retorcimiento de fases minerales de Fe-Mg como la biotita, y extinción ondulada en el cuarzo). Del mismo modo que lo reportado por Miskovic et al. (2009), algunos afloramientos intrusivos en la zona de estudio permanecen como *inliers* del Mesoproterozoico, en la que algunos granitoides foliados ocurren de forma aislada entre las secuencias del Paleozoico.





**Figura 4.5.** Fotomicrográficas de las rocas magmáticas de tendencia máfica. La muestra FW2-003 corresponde a una dolerita, compuesta principalmente de plagioclasa, augita y opacos, fuertemente cloritizada. La muestra FW2-006, por su abundancia de minerales máficos, se encuentra entre la composición de una hornblendita y un pórfido diorítico, con cuarzo, feldespato, anfíbol y piroxeno, presentando además fenocristales de plagioclasa. **Fuente: Elaboración propia.**





**Figura 4.6.** Fotomicrografías de las rocas magmáticas de composición félsica. La muestra FW2-010 corresponde a una tonalita, compuesta casi en su totalidad por plagioclasas y biotitas cloritizadas, conteniendo abundantes enclaves máficos de tendencia diorítica, con abundante anfíbol y menor cantidad de biotita. La muestra FW2-011 corresponde a una granodiorita, con plagioclasea, cuarzo y feldespato K, conteniendo escasos máficos. La muestra FW2-001 es una granodiorita con feldespato K, plagioclasea y biotita cloritizada. **Fuente: Elaboración propia.**

## Capítulo 5

# Procedimientos Analíticos e Instrumentación

Todo el procedimiento analítico incluye diversas etapas: La preparación de las muestras, selección de minerales y montaje en resina epóxica fue realizado en los laboratorios del *Departamento de Geología*, el análisis en el Microscopio Electrónico y toma de imágenes de Catodoluminiscencia en el *Centre for Microscopy and Analysis (CMA)*, y el análisis de Roca Total y Espectrometría de Masas mediante ablación láser (LA-ICPMS) en el *Trinity Technology & Enterprise Campus*, siendo todas estas instalaciones parte del Trinity College Dublin (República de Irlanda), y se llevó a cabo entre los meses de Febrero y Abril del 2015. A continuación, se detalla paso a paso:

### 4.3 Preparación de muestras

La siguiente sección presenta los procedimientos seguidos en la preparación de las muestras para los análisis isotópicos.

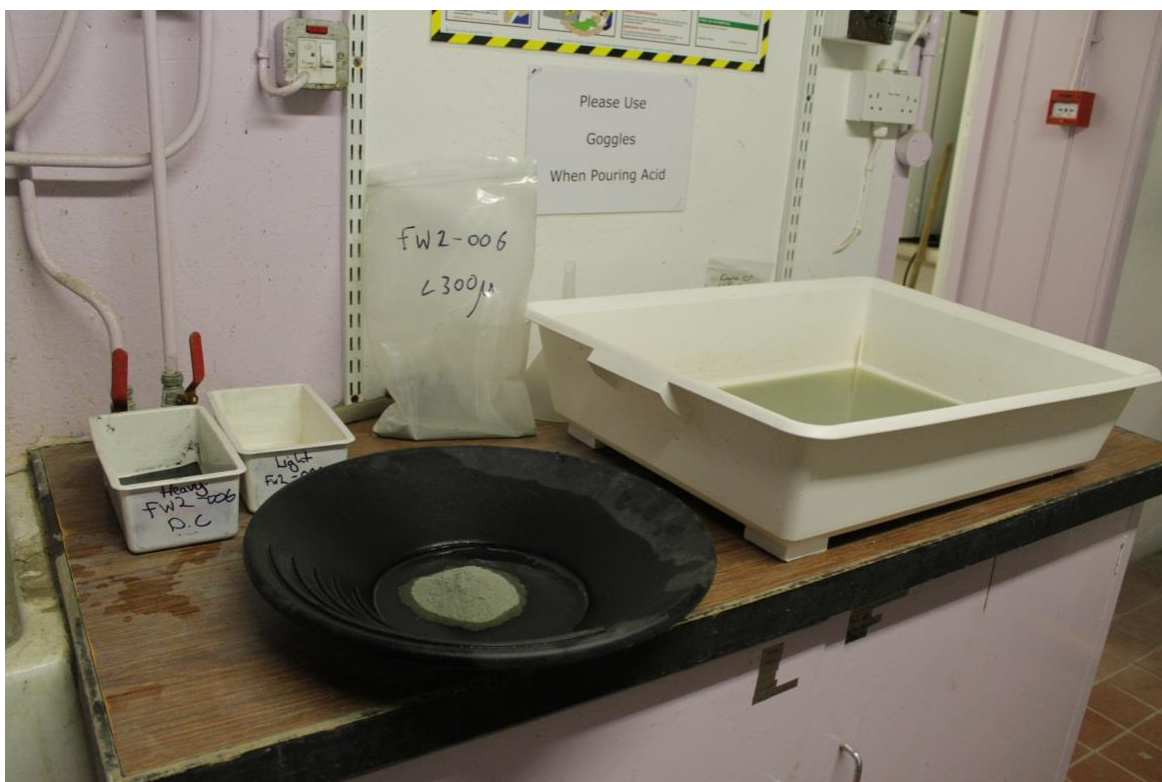
#### 4.3.1 Molienda

Todas las muestras fueron lavadas, secadas y posteriormente molidas utilizando una trituradora de mandíbula '**Jaw Crusher**' **Retsch BB200WC**. Luego, fueron tamizadas a malla 300µm para obtener dos fracciones, una gruesa y una fina, mayor y menor de 300µm respectivamente. Se seleccionaron tres muestras para los análisis de roca total por elementos traza (TCH-001, TCH-003 y TCH-007).

#### 4.3.2 Primera etapa de separación: lavado

Utilizando una batea, se separaron cuidadosamente los minerales de la fracción menor a 300 µm de cada muestra usando agua. De este modo se obtuvieron dos fracciones, una pesada y una ligera, las cuales debieron secarse en un horno a 60°C por un espacio de aproximadamente 2 días.





**Figura 5.1.** Proceso de lavado en el que se separan los minerales pesados (que van quedando en la batea negra tras agregar agua), de los ligeros (en la tina blanca). **Fuente: propia.**



**Figura 5.2** Las fracciones Pesada 'Heavy' y Ligera 'Light' de las muestras fueron colocadas en un horno a 60°C para su secado por un espacio de 2 días. **Fuente: propia.**



#### 4.3.3 Segunda etapa de separación: separación magnética

La fracción pesada de cada muestra, una vez seca, se sometió a una separación magnética. Utilizando fuertes imanes de neodimio, se separó manualmente la mayor parte de los minerales ferromagnéticos de la muestra. Para la posterior separación magnética se utilizó un equipo **Separador Magnético Frantz LB-1**. Todas las piezas debieron ser limpiadas cuidadosamente usando aire comprimido después de la separación magnética de cada muestra. Las muestras fueron inicialmente separadas a 50V. El equipo genera un campo magnético muy potente, el cual magnetiza los minerales, separándolos de acuerdo a su naturaleza (paramagnéticos, y diamagnéticos). Los minerales no magnéticos se acumulan en una bandeja oscura, y los magnéticos a dicho voltaje, en una bandeja clara. El procedimiento se repitió a 100V. Siguiendo este procedimiento, se obtuvieron cuatro fracciones por cada muestra, rotuladas 'Nd-Separate', 'M@50V', 'M@100V' y 'NM@100V' ('Nd-Separate'=Separado con Nd, 'M'=Magnetic, 'NM'=Non Magnetic). En algunos casos, como el de las muestras FW2-010, FW2-006 y FW2-003, hizo falta una separación inicial a 20V, debido a la gran cantidad de materiales magnéticos presentes. La fracción Magnética a 100V (M@100V) contiene todos los minerales accesorios de interés para la presente investigación.



**Figura 5.3.** Separador magnético Frantz LB-1, usado en la presente investigación. **Fuente:** propia.



**Figura 5.4.** Resultados de separación magnética para la muestra FW2-010. De izquierda a derecha, la primera bolsa contiene los minerales separados utilizando un imán de neodimio ('Nd-magnet separate'). Las demás bolsas muestran el separado de minerales que son magnéticos a 20V, 50V, 100V, y finalmente el separado de minerales no magnéticos a 100V. **Fuente: propia.**

#### 4.3.4 Tercera etapa de separación: Separación gravimétrica usando líquidos pesados

Para la separación por líquidos pesados, se utilizó una solución de **Ioduro de Metilo ( $\text{CH}_3\text{I}$ )** disuelta con acetona. El procedimiento explicado a continuación se realizó con todas las muestras. Utilizando la muestra de minerales magnéticos a 100 V (M@100V), se realizó la primera separación con la solución a  $2.9 \text{ g/cm}^3$ , de esta forma se obtuvieron dos fracciones, mayor (decanta) y menor (flota) que  $2.99 \text{ g/cm}^3$ . Con esto, se obtuvo un separado conteniendo zircón, rutilo, monacita y apatito ( $>2.9 \text{ g/cm}^3$ ). Una segunda separación se realizó con la solución de  $\text{CH}_3\text{I}$  a  $3.3 \text{ g/cm}^3$ , con esto se obtuvieron dos fracciones, la pesada ( $>3.3 \text{ g/cm}^3$ ) conteniendo monacitas, rutilos y zircons, y la ligera ( $2.9\text{--}3.3 \text{ g/cm}^3$ ) conteniendo apatitos (además de otros minerales de similar peso gravimétrico).



**Figura 5.5** Separación gravimétrica usando líquidos pesados. Los embudos de decantación contienen yoduro de metilo ( $\text{CH}_3\text{I}$ ), acetona, y el mineral magnético a 100V a separar. **Fuente: propia.**



**Figura 5.6.** Ioduro de metilo ( $\text{CH}_3\text{I}$ ) a 3.3 g/cc. **Fuente: propia.**





**Figura 5.7.** Embudo de decantación, conteniendo una muestra a separar. Se observa que, tras un tiempo (que dependerá de la cantidad de material a separar), los minerales con mayor peso específico que el yoduro de metilo ( $\text{CH}_3\text{I}$ ) se acumulan en el fondo del embudo de decantación, y los que tienen menor peso específico, flotan. Cuando todo el material ha decantado, se abre la válvula para recibir el material en un embudo con un papel filtro. **Fuente: propia.**

#### 4.3.5 Selección de minerales

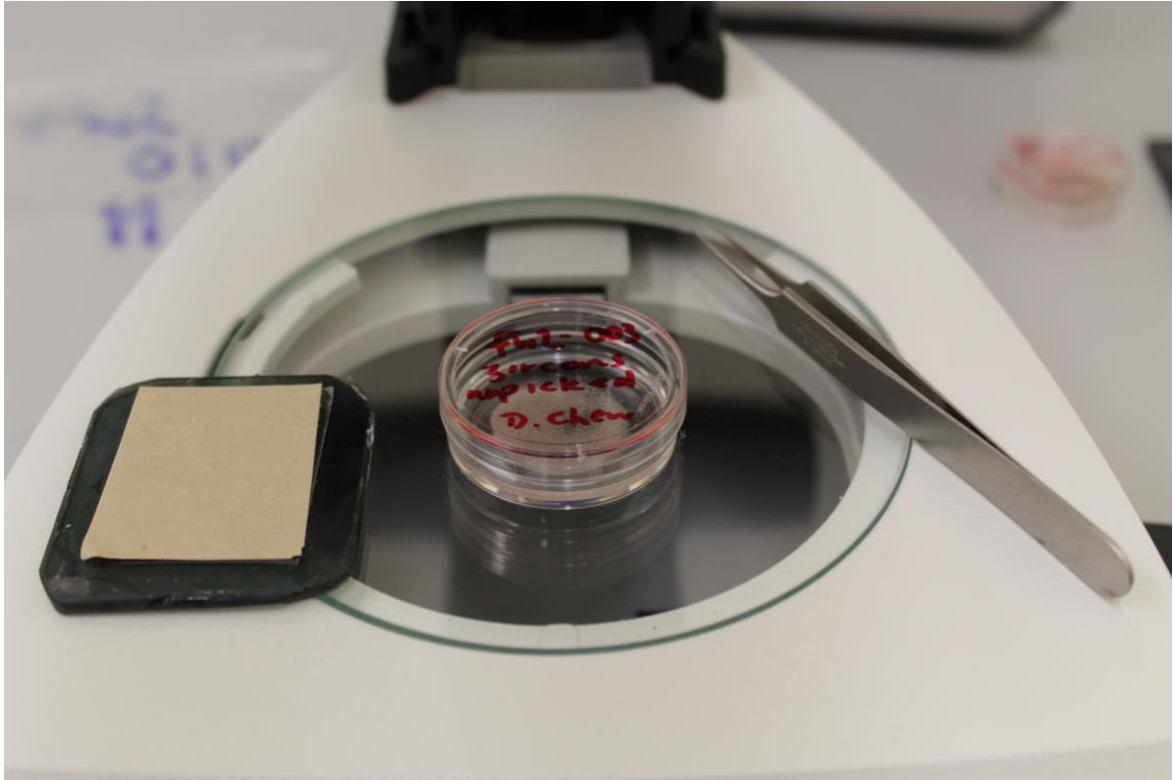
La siguiente sección detalla los procedimientos realizados para la selección de los minerales accesorios a ser analizados.

##### 4.3.5.1 Zircón y monacita

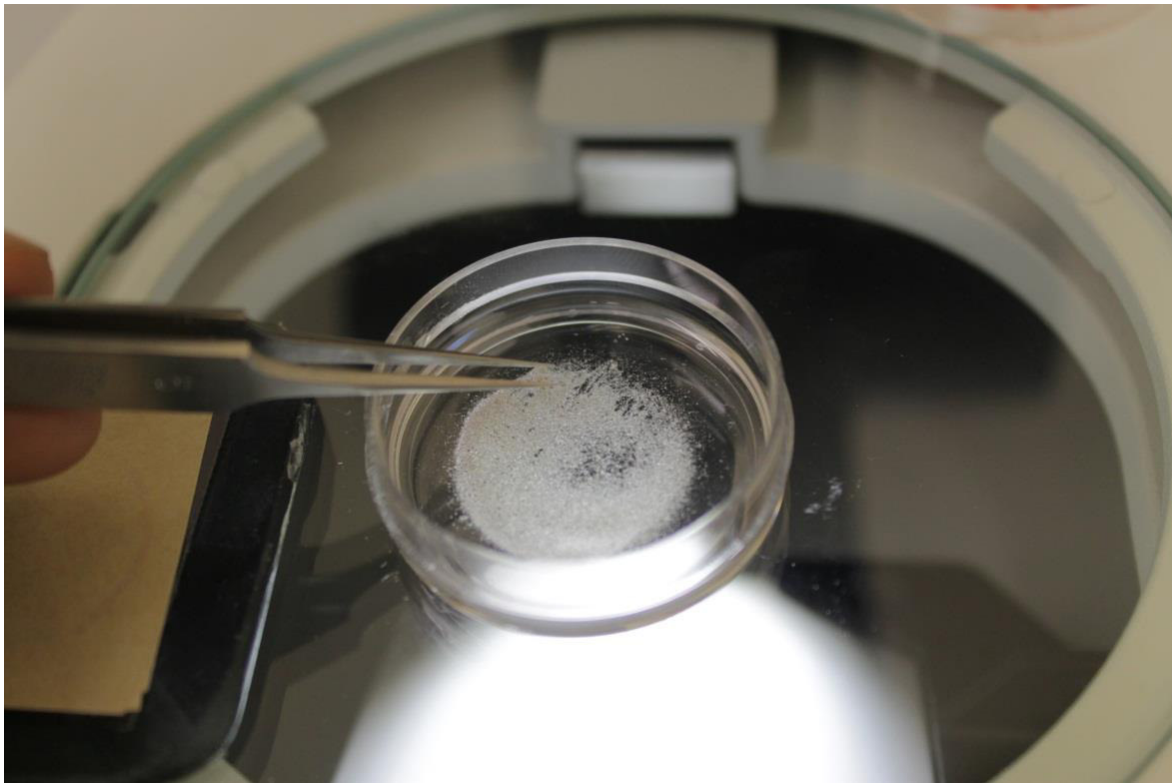
Una vez seca, se colocó la fracción pesada de cada muestra ( $>3.3 \text{ g/cm}^3$ ) en una placa petri y se añadió alcohol hasta obtener una película de aproximadamente 1 cm, y, utilizando un **Estereomicroscopio Leica S4E**, y unas pinzas de selección, mediante luz transmitida se procedió a separar los cristales de zircón de cada muestra, utilizando un procedimiento de selección aleatoria. Para las muestras de rocas ígneas plutónicas y rocas metamórficas (gneises), se seleccionó un aproximado de 100 zircones, considerando todos los tamaños y formas (euhedrales y subhedrales), y para las muestras de rocas sedimentarias o metasedimentarias, se seleccionó un aproximado de 200 zircones detríticos. Una vez separados, los cristales fueron colocados en una placa de vidrio con cinta adhesiva tipo 'scotch'. El procedimiento es el mismo para todas las muestras.



**Figura 5.8.** Estereomicroscopio Leica S4E utilizado para la selección de zircones. **Fuente:** propia.

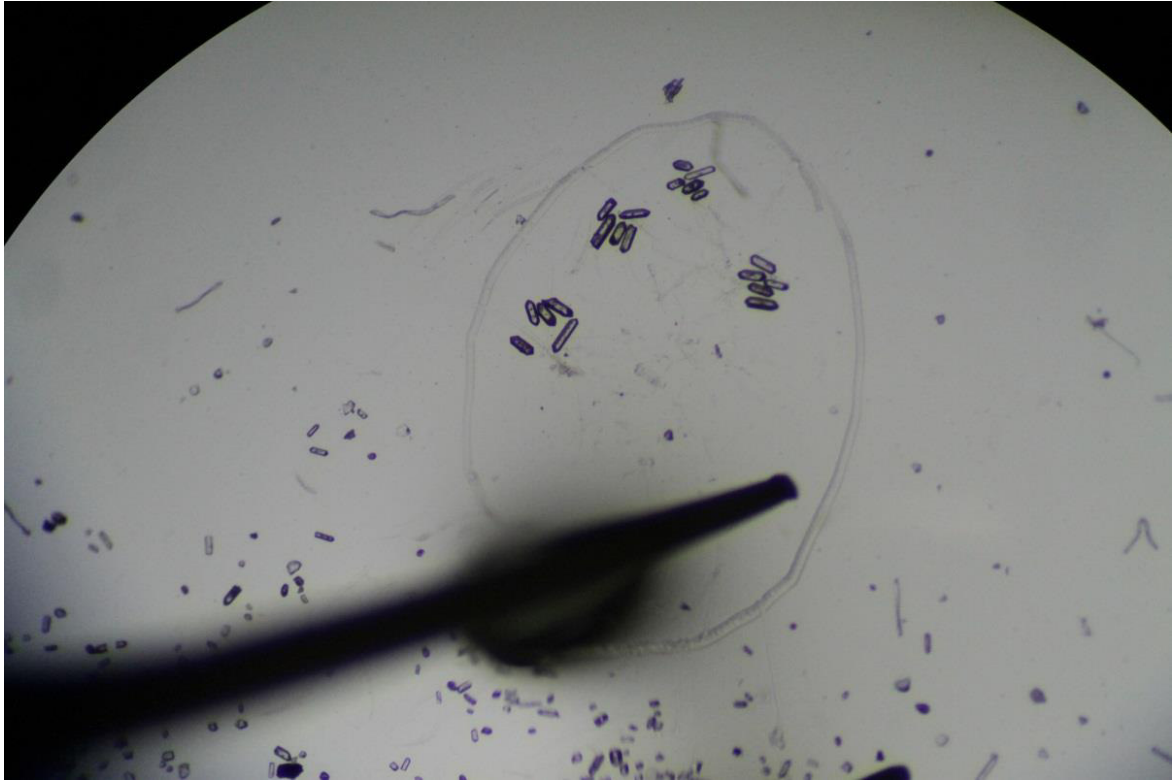


**Figura 5.9.** Izquierda, Placa de Vidrio, con cinta adhesiva tipo ‘Scotch’, centro, Placa petri con la muestra a seleccionar, derecha, pinzas de selección. **Fuente: propia.**



**Figura 5.10.** Placa petri con los minerales pesados ( $>3.3$  g/cc) de la muestra FW2-003. **Fuente: propia.**





**Figura 5.11.** Vista al estereomicroscopio (40x) con zircones de la muestra FW2-003. **Fuente: propia.**

Los gneises de alto grado presentan en su mayoría monacitas, cuya distinción de los zircones solo fue posible tras el proceso de ablación láser.

#### 4.3.5.2 Apatito

La fracción liviana de cada muestra ( $2.9\text{--}3.3\text{ g/cm}^3$ ) fue colocada en una placa petri, y se añadió alcohol hasta obtener una película de aproximadamente 1 cm. Utilizando un **Estereomicroscopio Nikon SMZ1500** con filtro polarizador, utilizando luz transmitida se procedió a separar los cristales de apatito de cada muestra, utilizando un procedimiento de selección aleatoria. Para las muestras de rocas ígneas plutónicas, y para las rocas metamórficas (gneises) se seleccionó un aproximado de 50 apatitos, considerando todos los tamaños y formas (euhedrales y subhedrales) y para las muestras de rocas sedimentarias o metasedimentarias, un aproximado de 100 apatitos detríticos, los cuales comúnmente tienen formas subredondeadas a redondeadas. Una vez separados los cristales, fueron colocados en una placa de vidrio con cinta adhesiva tipo 'scotch'.

Dos muestras (FW2-001 y FW2-011) presentaron dificultades para la selección de apatitos, debido al tamaño y forma de los cristales, para lo cual se procedió a agregar una solución ácida de ácido fluorhídrico (HF) para así revelar las trazas de fisión de este mineral. Al poder observar las trazas de fisión, se pudo realizar la selección con total certeza.



**Figura 5.12.** Estereomicroscopio Nikon SMZ1500 con filtro polarizador, utilizado para la selección de apatitos. **Fuente: propia.**



**Figura 5.13.** Ejemplo: Selección de 50 apatitos magmáticos de la muestra FW2-010. Luz polarizada, 40 aumentos. **Fuente: propia.**

#### 4.3.5.3 Rutilo

Se identificaron cristales de rutilo en las muestras FW2-007 y FW2-002, comunmente en cristales euhedrales pese a que las rocas son metasedimentarias, y se seleccionaron un total de 100 cristales considerando todas las formas y tamaños.

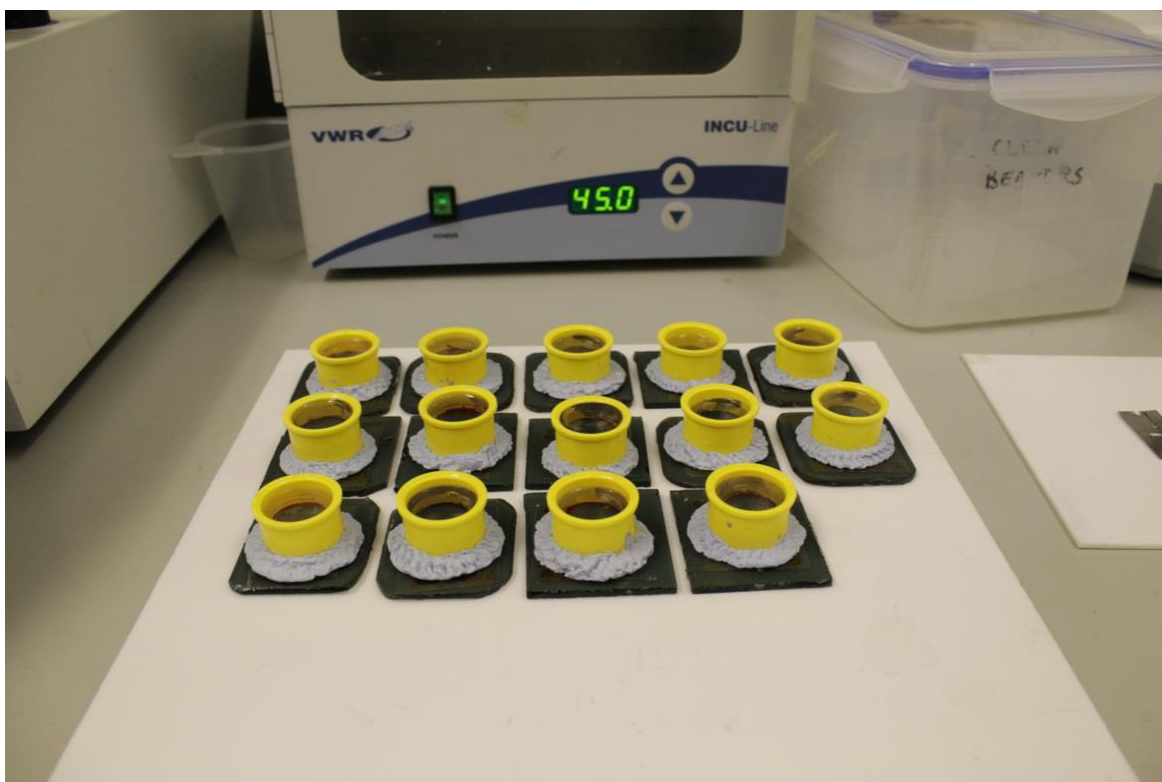
#### 4.3.6 Montaje en Resina Epóxica

Se colocó una carcasa para montaje **Struers SeriForm** sobre las placas de vidrio con cinta adhesiva tipo 'scotch' conteniendo los minerales, y se selló el extremo inferior con masilla adhesiva Blu-Tack, luego, se procedió a verter la resina epóxica e introducir las muestras en un **Horno VWR INCU-Line** a 45°C por un espacio de 24 horas, para lograr un cuajado uniforme.

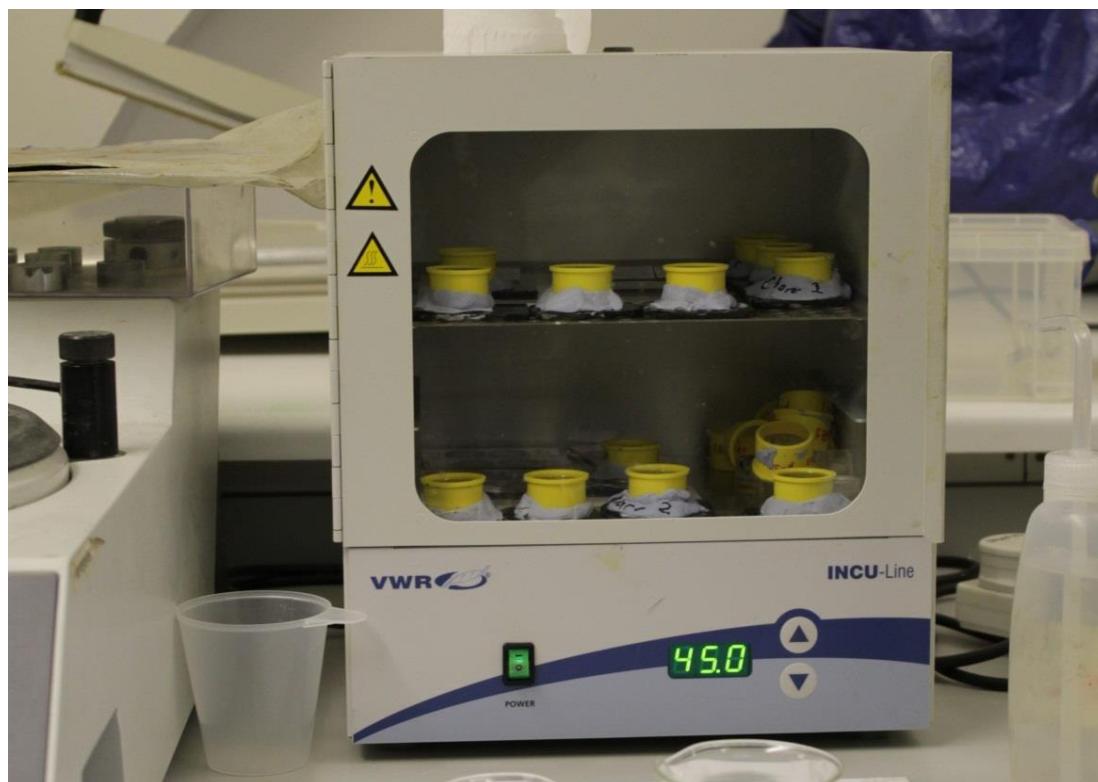


**Figura 5.14.** Preparación de montaje para vertido de resina epóxica. La carcasa para montaje SeriForm (tubo amarillo) se coloca encima de la placa de vidrio que contiene los minerales separados, y se sella el extremo inferior con masilla Blu-Tack. **Fuente: propia.**





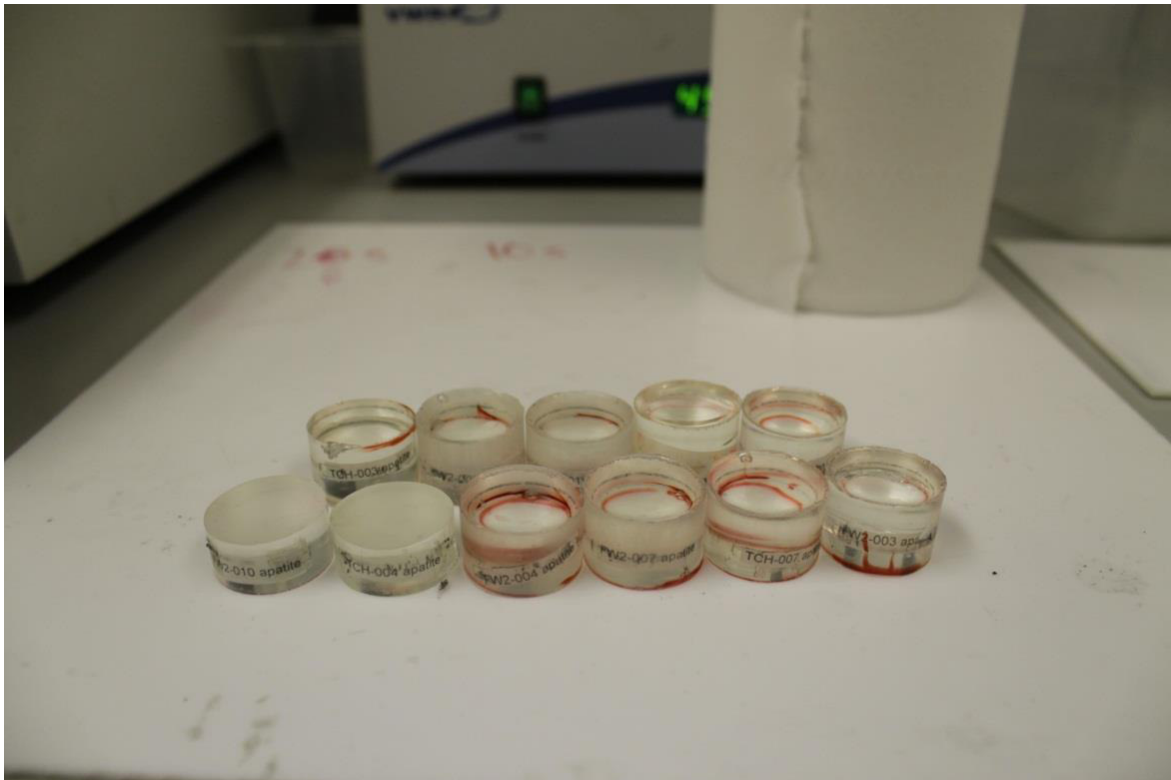
**Figura 5.15.** Muestras de minerales accesorios seleccionados en las placas de vidrio, con los montajes SeriForm, y masilla Blu-Tak, a las cuales se les ha vertido la resina epóxica. **Fuente: propia.**



**Figura 5.16.** Pequeño horno VWR INCU-Line a 45°C utilizado para lograr el cuajado de la resina epóxica. Se observan las muestras al interior. **Fuente: propia.**



Finalizado el cuajado, las monturas fueron pulidas para desgastar la resina epóxica hasta revelar la superficie de los minerales seleccionados. Para esto se utilizó una **Pulidora automática Struers LabPol-21**. El procedimiento constó de montar las resinas en el portamuestras (el cual admite 3 muestras a la vez), y activar el sistema para comenzar el girado del disco de pulido, el cual se lubrica automáticamente. Primero se utilizó un disco de pulido a 10  $\mu\text{m}$ , inspeccionando cada 10 a 15 segundos los montajes hasta lograr revelar los granos minerales. Posteriormente se cambió el disco a 6  $\mu\text{m}$ , y se realizó la inspección cada 1 o 2 minutos. Para finalizar, se cambió el disco de pulido a 1  $\mu\text{m}$ , y se dejó el equipo trabajando por 5 minutos. La inspección se realizó en un **Microscopio Zeiss Imager Z1M**, para lo cual se debió activar tanto la luz reflejada como la luz transmitida. El sistema de luz transmitida permite ver los minerales a través de la resina epóxica, la cual es translúcida, y la luz reflejada permite saber si es que los minerales se encuentran en la superficie de la resina o por debajo de esta, sabiendo de esta forma si es que se requiere más tiempo de pulido.



**Figura 5.17.** Montajes de minerales accesorios en resinas epóxicas, luego del proceso de pulido.

**Fuente:** propia.



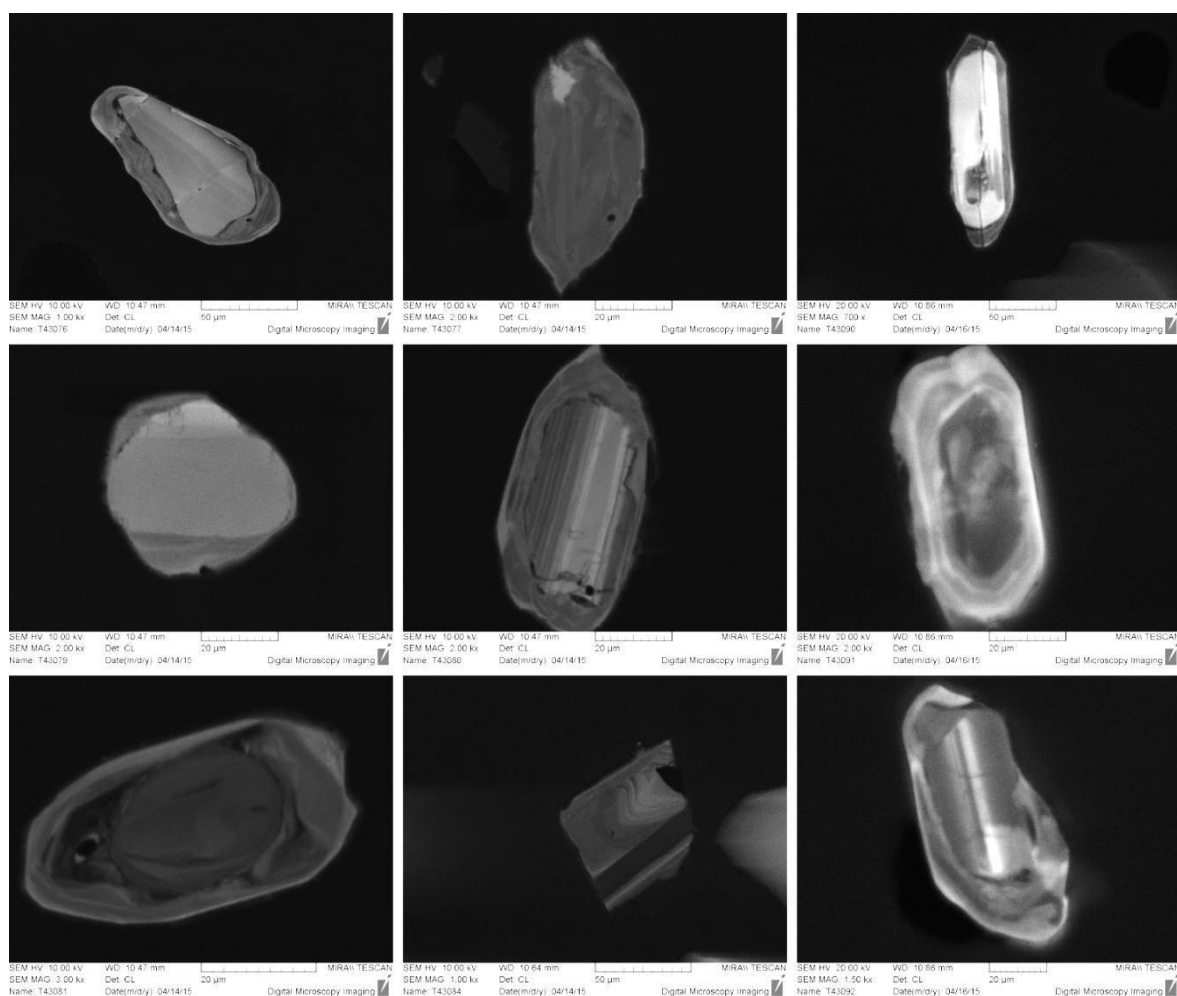
**Figura 5.18.** Pulidora automática Struers LabPol-21. **Fuente: propia.**



**Figura 5.19.** Inspección durante el pulido de las muestras usando un microscopio Zeiss Imager Z1M.  
**Fuente: propia.**

#### 4.3.7 Análisis en Microscopía Electrónica con Imágenes de Catodoluminiscencia

Las monturas de resina epóxica se analizaron usando un **Microscopio Electrónico Tescan-MiraXMU Scanning Electron Microscope**, en conjunto con un detector **KE Developments Centaurus Cathodoluminescence Detector**, especializado para obtener imágenes de Catodoluminiscencia (CL), el cual es un fenómeno inverso al efecto fotoeléctrico. Los cristales de zircón fueron fotografiados en base a la intensidad de CL, revelando su zonación química y estructura interna. El contenido de uranio en los cristales disminuye la intensidad de CL, por tanto, las zonas con alto contenido de U aparecen de colores más oscuros. Los zircones pueden ser preservados y heredados a través de eventos metamórficos de alta temperatura, dando lugar a núcleos antiguos que pueden estar rodeados por anillos de crecimiento más jóvenes. Estos núcleos y anillos son fácilmente visibles en CL, permitiendo discriminar los distintos dominios para ser analizados de forma separada. En total, se analizaron 9 cristales encontrados en las muestras de gneises de alto grado metamórfico.



**Figura 5.20** Totalidad de zircones encontrados en las muestras TCH-001, TCH-002, TCH-003, TCH-004 y TCH-007 fotografiados por la intensidad de catodoluminiscencia (CL). **Fuente:** Elaboración propia.

#### 4.3.8 Espectrometría de Masas con fuente de ICP mediante Ablación Láser

Toda la información de isótopos de U-Pb en zircones, monacitas, apatitos y rutilos fue obtenida por el método de espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado por inducción mediante ablación láser (LA-ICP-MS) usando un equipo de ablación láser **Photon Machines Analyte Excite** el cual emplea un **láser excimer de Ar-F de 193 nm** y una celda de ablación volumétrica **Helex-2**, adaptado a un espectrómetro de masas cuadripolar **Thermo Scientific iCap Qc ICP-MS**, en los laboratorios de Geocronología de Trinity College Dublin, en la República de Irlanda.

El gas acarreador (helio) fue dividido equitativamente entre la cámara de la muestra y el pequeño volumen interno ('copa') donde ocurre la ablación. Se añadió un pequeño volumen de  $N_2$  (6 ml/min) para mejorar la sensibilidad de la señal y reducir la formación de óxidos, y se introdujo un gas nebulizador (argón) a una razón de 0.7 l/m en la mezcla de muestra y gas, por medio de un dispositivo implementado en el mismo laboratorio.



**Figura 5.21** Equipo de Ablación Láser Photon Machines Analyte Excite, usado en la presente investigación. **Fuente: propia.**





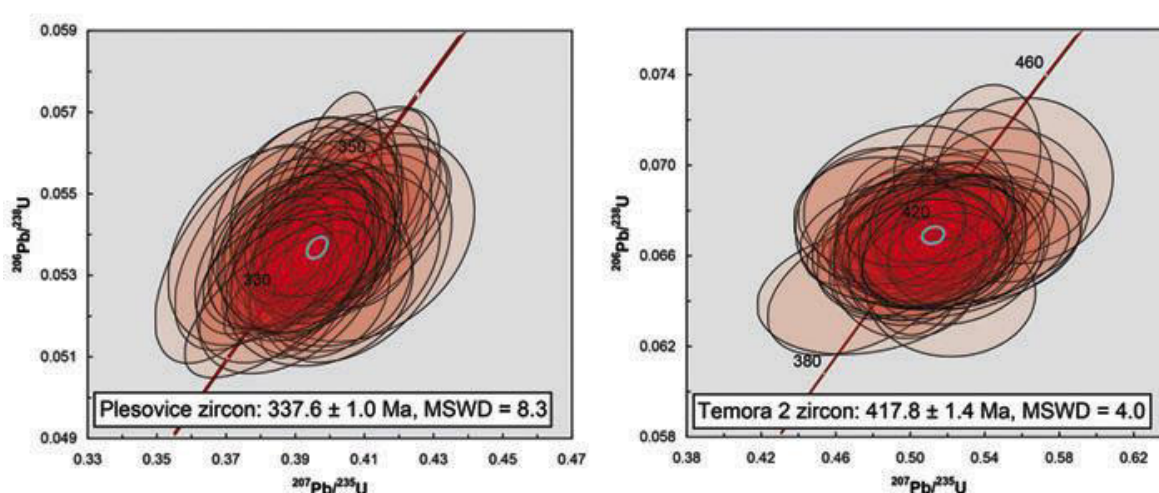
**Figura 5.22** Espectrómetro de Masas Cuadripolar Thermo Scientific iCap-Qc ICP-MS. Trinity College Dublin. **Fuente:** propia.

#### 4.3.8.1 Zircón

Se adquirió información de nueve isótopos ( $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{91}\text{Zr}$ ,  $^{200}\text{Hg}$ ,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{238}\text{U}$ ) para cada uno de los cristales de zircón usando un punto láser de 30  $\mu\text{m}$  de diámetro, mediante 180 disparos a una frecuencia de 4 Hz y un flujo de 3.9 J/cm<sup>2</sup>. Para datar los anillos de recrecimiento los zircons provenientes de las muestras de paragneises de alto grado metamórfico (TCH-002, TCH-003 y TCH-007) se utilizó un punto láser de 14  $\mu\text{m}$  de diámetro a una frecuencia de 5 Hz y un flujo de 3.9 J/cm<sup>2</sup>. El procedimiento para control y aseguramiento de la calidad de los datos fue analizar bloques de cuatro puntos en estándares de zircón seguido de 20 puntos en las muestras desconocidas. Los cuatro análisis en los zircons estándares comprendieron dos análisis de un estándar primario 'zircón 91500' (edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  por método TIMS de 1065.4 $\pm$ 0.6 Ma; [Wiedenbeck et al. 1995](#)), seguida por un análisis del zircón de Plešovice (edad media ponderada  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  por método TIMS de 337.13 $\pm$ 0.37 Ma; [Sláma et al. 2008](#)), y un análisis al zircón de Temora-2 (edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  por método TIMS de 416.8 $\pm$ 1.3 Ma; [Black et al. 2004](#)). Además, se utilizó una muestra de vidrio estándar NITS-612 como material de referencia para las concentraciones de elementos trazas.

La información isotópica fue reducida usando el esquema de reducción de datos (DRS) 'VizualAge' ([Petrus y Kamber, 2012](#)) y el paquete de software libre Iolite de [Paton et al.](#)

(2011). Se establecen los intervalos de tiempo definidos por el usuario para el procedimiento de corrección de línea base, para el cálculo de los valores de referencia corregidos para cada isótopo. La respuesta del fraccionamiento de cada análisis individual resuelto en el tiempo, es entonces caracterizada usando un modelo de corrección especificado por el usuario (como una curva exponencial, un encaje lineal, o una línea curva cúbica). El esquema de reducción de datos entonces ajusta este modelo de curva de fraccionamiento de U-Th-Pb a la información estándar y la proveniente de cristales desconocidos. Se escoge una zona en la señal de información del espectrograma, luego de la corrección del fraccionamiento, para tomar en cuenta la deriva de las proporciones isotópicas o elementales, normalizando todas las proporciones a las de los estándares de U-Pb que se toman como referencia.



**Figura 5.23** Información de U-Pb para zircons (U-Pb Concordia) para los estándares de Temora-2 ( $416.75 \pm 0.24$  Ma, [Black et al. 2004](#)) y Plešovice ( $337.13 \pm 0.37$  Ma, [Sláma et al. 2008](#)). El zircón 91500 ( $1065.4 \pm 0.6$  Ma, [Wiedenbeck et al. 1995](#)) fue usado como estándar primario. **Fuente:** Base de Datos del Trinity College Dublin.

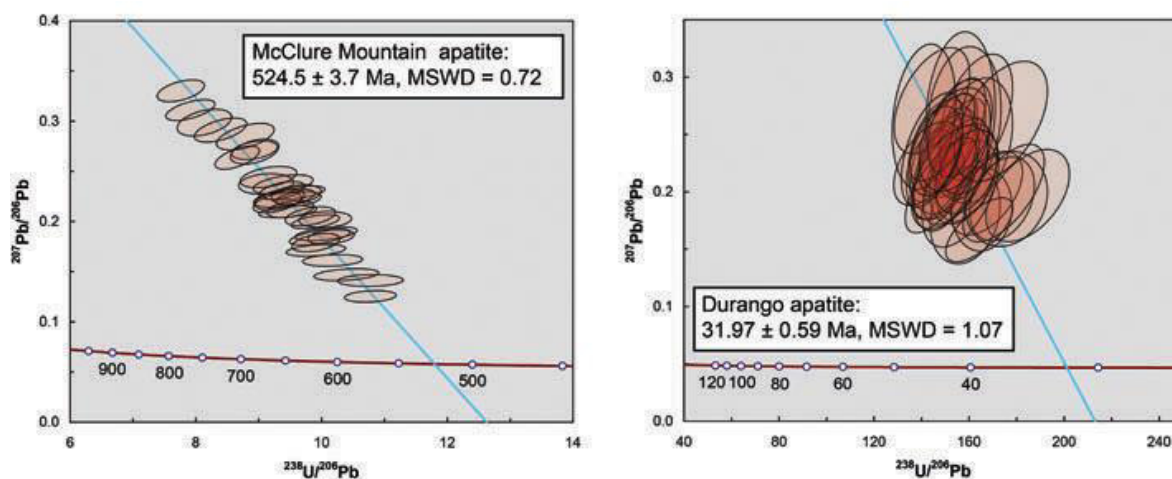
#### 4.3.8.2 Monacita

Se adquirió información de 13 isótopos ( $^{24}\text{Mg}$ ,  $^{27}\text{Al}$ ,  $^{31}\text{P}$ ,  $^{43}\text{Ca}$ ,  $^{49}\text{Ti}$ ,  $^{165}\text{Ho}$ ,  $^{202}\text{Hg}$ ,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ ) para cada uno de los cristales de monacitas usando un punto láser de  $14\ \mu\text{m}$  de diámetro, 135 disparos a una frecuencia de 4 Hz y un flujo de  $3.9\ \text{J}/\text{cm}^2$ . Se usó como estándar primario una muestra de monacita '44069', un mineral separado proveniente de un gneiss psammitico del Complejo Wilmington en los Apalaches de Delaware (edad por método U-Pb TIMS de  $424.9 \pm 0.4$  Ma; [Aleinikoff et al. 2006](#)). Como estándares secundarios la monacita A49, tomada de un granito de hiperstena de Vaaraslahti (edad por método U-Pb TIMS de  $1874.8 \pm 5.4$  Ma; [Salli, 1983](#)), y la monacita A276, tomada del gneiss de granate y cordierita del Gneiss de Viekkala (edad por método U-Pb TIMS de  $1915.6 \pm 5.6$  Ma; [Yann Lahaye, sin publicar](#)). Al igual que el caso de los zircons, la muestra de vidrio estándar NITS-612 fue

utilizada como material de referencia para las concentraciones de elementos trazas. El proceso de reducción de la información es el mismo que el empleado para el caso del zircón.

#### 4.3.8.3 Apatito

Se adquirió información de 27 isótopos ( $^{31}\text{P}$ ,  $^{35}\text{Cl}$ ,  $^{43}\text{Ca}$ ,  $^{55}\text{Mn}$ ,  $^{86}\text{Sr}$ ,  $^{89}\text{Y}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{130}\text{Ce}$ ,  $^{141}\text{Pr}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$ ,  $^{157}\text{Gd}$ ,  $^{159}\text{Tb}$ ,  $^{163}\text{Dy}$ ,  $^{165}\text{Ho}$ ,  $^{166}\text{Er}$ ,  $^{169}\text{Tm}$ ,  $^{172}\text{Yb}$ ,  $^{175}\text{Lu}$ ,  $^{200}\text{Hg}$ ,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{238}\text{U}$ ) para cada uno de los cristales de apatito usando un punto láser de 60  $\mu\text{m}$  de diámetro, 225 disparos a una frecuencia de 5 Hz y un flujo de 3.31 J/cm<sup>2</sup>. El procedimiento para control y aseguramiento de la calidad de los datos fue analizar bloques de nueve puntos en estándares de zircón seguido de 20 puntos en las muestras desconocidas. Se usó como estándar primario una muestra de apatito de Madagascar (edad media ponderada por método ID-TIMS de  $473.5 \pm 0.7$  Ma; [Thomson et al. 2012](#); [Cochrane et al. 2014](#)). Como estándares secundarios se usó el apatito de McClure Mountain, el cual tiene contenidos moderados pero razonables de U y Th (23 y 71 ppm; [Chew y Donelick, 2012](#)), y su historia termal y edad de cristalización (edad media ponderada  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  de  $523.51 \pm 2.09$  Ma) y composición isotópica de Pb inicial ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.54 \pm 0.24$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.47 \pm 0.04$  Ma) son conocidas gracias a análisis de alta precisión por el método TIMS ([Schoene y Bowring, 2006](#)), y el apatito de Durango, el cual es un fluorapatito de color amarillo verdoso ampliamente usado como estándar en trazas de fisión, dataciones por (U-Th)/He, y análisis de microsonda electrónica, y se encuentra en grandes cantidades y en cristales de considerable tamaño en la mina a tajo abierto de Cerro de Mercado, Durango, México. Estos apatitos se formaron entre dos grandes erupciones de ignimbritas que han dado una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $31.44 \pm 0.18$  Ma ([McDowell et al. 2005](#)). Al igual que el caso de los zircones, la muestra de vidrio estándar NITS-612 fue utilizada como material de referencia para las concentraciones de elementos trazas. El proceso de reducción de la información es el mismo que el empleado para el caso del zircón. El Pb común en los estándares de apatito fue corregido usando el método de corrección basado en el isótopo  $^{207}\text{Pb}$ , usando una versión modificada del software VizualAge DRS, el cual toma en cuenta la presencia de Pb común variable en los materiales estándares primarios ([Chew et al. 2014](#)). La intersección inferior fue anclada usando un valor de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 0.88198, proveniente de la isocrona de U-Pb total obtenida por el método ID-TIMS ([Schoene y Bowring, 2006](#)).

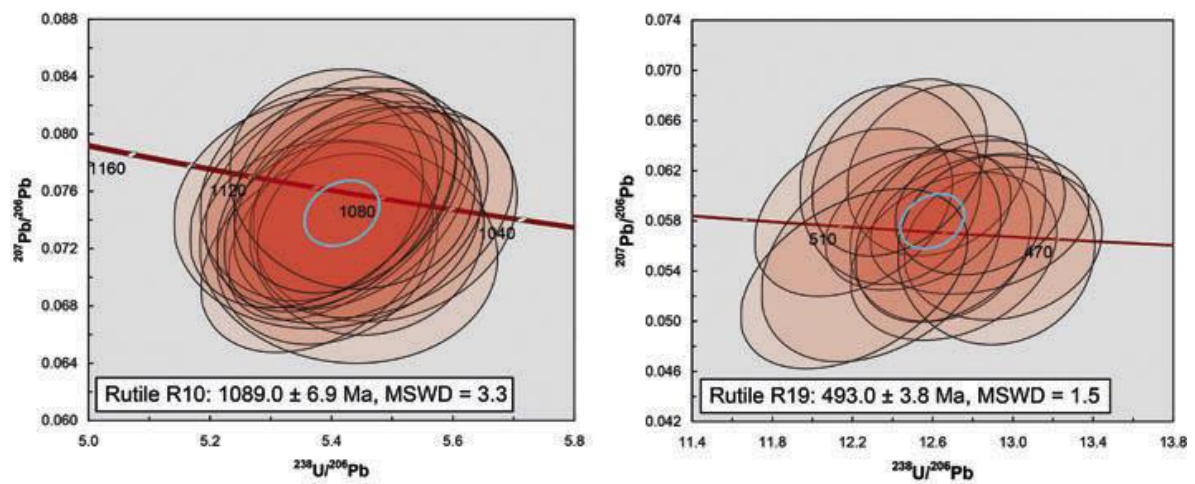


**Figura 5.24** Información de U-Pb para apatitos (Tera-Wasserburg Concordia) para los estándares de McClure Mountain ( $523.51 \pm 1.47$  Ma, [Schoene y Bowring, 2006](#)) y Durango ( $31.44 \pm 0.18$  Ma, [McDowell et al. 2005](#)). El apatito de Madagascar ([Thomson et al., 2012](#)) fue usado como estándar primario. **Fuente:** Base de Datos del Trinity College Dublin.

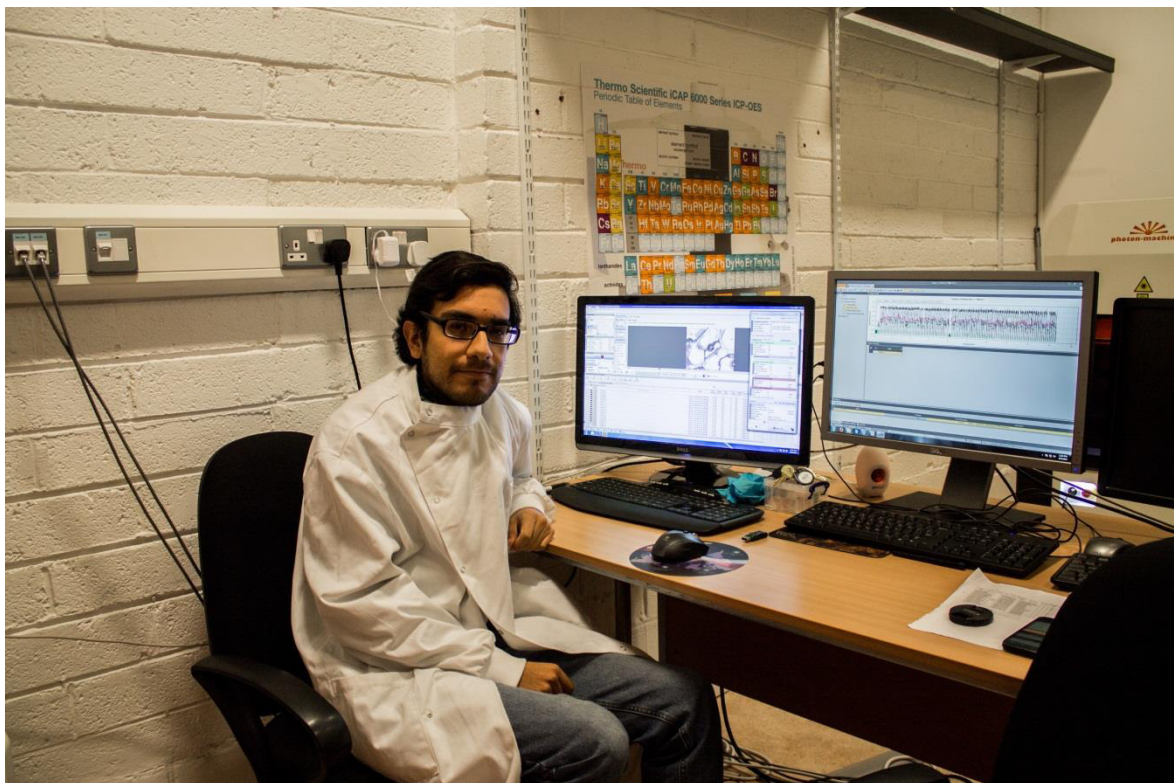
#### 4.3.8.4 Rutilo

Se adquirió información de 25 isótopos ( $^{24}\text{Mg}$ ,  $^{27}\text{Al}$ ,  $^{29}\text{Si}$ ,  $^{48}\text{Ti}$ ,  $^{51}\text{V}$ ,  $^{52}\text{Cr}$ ,  $^{57}\text{Fe}$ ,  $^{89}\text{Y}$ ,  $^{90}\text{Zr}$ ,  $^{93}\text{Nb}$ ,  $^{118}\text{Sn}$ ,  $^{121}\text{Sb}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{140}\text{Ce}$ ,  $^{175}\text{Lu}$ ,  $^{178}\text{Hf}$ ,  $^{181}\text{Ta}$ ,  $^{182}\text{W}$ ,  $^{202}\text{Hg}$ ,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{238}\text{U}$ ) para cada uno de los cristales de rutilo usando un punto láser de  $47\text{ }\mu\text{m}$  de diámetro, 180 disparos a una frecuencia de 4 Hz y un flujo de  $3.31\text{ J/cm}^2$ . El procedimiento para control y aseguramiento de la calidad de los datos fue analizar bloques de 2 puntos en estándares de rutilo seguido de 20 puntos en las muestras desconocidas. Se usó como estándar primario el rutilo R10 proveniente de Gjerstad en el Sur de Noruega, el cual es un fragmento de un cristal centimétrico (edad U-Pb por el método TIMS de 1090 Ma; [Luzivotto et al., 2009](#)). Como estándar secundario se usaron los rutilos R19b y RZ-3. El primero es un cristal de Blumberg, Australia, que ha sido estudiado al detalle para un rango de elementos trazas e isótopos de Hf (edad media ponderada  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  por método TIMS de  $489.5 \pm 0.9$  Ma; [Zack et al., 2011](#)). El segundo, RZ-3, es un separado mineral del depósito de rutilos de Daixan en las Montañas Hengshan al norte de China (edad media ponderada  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  por método TIMS de  $1780.2 \pm 9.6$  Ma; [Shi et al., 2012](#)) y se interpreta como el registro del metamorfismo en facies de anfibolitas a partir de un protolito máfico.





**Figura 5.25** Información de U-Pb para rutilos (Tera-Wasserburg Concordia) para los estándares R10 ( $1095.2 \pm 4.7$  Ma) y R19b ( $488.9 \pm 0.9$  Ma). **Fuente:** Base de Datos del Trinity College Dublin.



**Figura 5.26** Supervisión del análisis LA-ICP-MS en curso en el laboratorio de Geocronología de Trinity College Dublin, Irlanda. **Fuente:** Propia

## Capítulo 6

# Resultados

### 6.1 Geocronología de U-Pb

Se extrajo un total de 2385 granos minerales accesorios de un total de 15 muestras representativas, entre rocas metamórficas (gneises y psamitas) e ígneas. Subconjuntos representativos del total de granos seleccionados, fueron analizados por su composición isotópica, y datados por el método LA-ICPMS, U-Pb en zircones, apatitos, rutilos y monacitas. Un total de 9 zircones metamórficos encontrados en los gneises del Complejo Huaytapallana fueron fotografiados por su intensidad de catodoluminiscencia, para revelar su morfología y estructuras internas, y se dataron sus anillos de crecimiento.

La información de U-Pb en zircones, apatitos, rutilos y monacitas se presenta en diagramas de concordia en las figuras a continuación, y se resumen en la **Tabla 1**, mientras que la información cruda de U-Pb para todos los análisis se encuentran en el **Anexo II: Tablas**. Las imágenes representativas de SEM-CL se presentan en la **Figura 6.1**. La sistemática de U-Pb para las muestras individuales se discutirá en la siguiente sección, mientras la significancia geológica de la información de U-Pb del Complejo Huaytapallana se discutirá en la **Sección 7.1.1**.

La MSWD (Mean Square Weight Deviation, o *Desviación Media Cuadrática Ponderada*) de las edades de concordia U-Pb emplean tanto la MSWD para la equivalencia X-Y, como la MSWD para la concordancia.

#### 6.1.1 Información de U-Pb en apatitos

La información de U-Pb en apatitos fue adquirida de 8 muestras (rocas metasedimentarias e intrusivos pre-tectónicos) de las porciones de bajo grado metamórfico en el Complejo Huaytapallana (**Figuras. 3.2 y 3.3**) y de 4 muestras de paragneises de alto grado, y una roca intrusiva de la porción de alto grado metamórfico (**Figura 3.3 y Figura 6.3**). En las porciones de bajo grado metamórfico, toda la información de U-Pb en apatitos genera *discordias de Tera-Wasserburg*, dando edades de intersección inferior que varían entre los  $281.9 \pm 7.8$  Ma (**FW2-010, Figura 6.2R**) hasta los  $228.1 \pm 5.1$  Ma (**FW2-007, Figura 6.2Q**). Ninguna de las ocho discordias de Tera-Wasserburg fue anclada en la intersección superior (composición de Pb inicial), y la edad de intersección inferior se determinó exclusivamente por la distribución de

la información de U-Pb en el diagrama de Tera-Wasserburg. Seis de estas muestras (**Figura 6.2; FW2-002, -004, -007, -010, -014, -015**), tienen una tasa de U-Pb lo suficientemente amplia para tener incertidumbres por debajo del 3% (**Tabla 1**), con dos muestras (**Figura 6.2; FW2-003, -006**) dando incertidumbres más altas, debido a que los análisis individuales se agrupan cerca del Pb común. Tres muestras de la porción de alto grado del Complejo Huaytapallana caen en discordias de Tera-Wasserburg, dando edades por intersecciones inferiores (sin anclar) que varían de los  $229.9 \pm 20$  Ma (**TCH-001, Figura 6.3C**) a los  $250 \pm 16$  Ma (**TCH-001, Figura 6.3F**). Dos muestras (**TCH-002, -004**) no caen en la intersección de Tera-Wasserburg, implicando un comportamiento de sistema abierto, muy probablemente asociado a que las muestras residieron por un periodo prolongado en la ventana de temperatura para la retención de Pb (los estimados de temperatura de cierre son de alrededor de  $425^{\circ}\text{C}$  a  $500^{\circ}\text{C}$ , [Chambelian y Bowring, 2001](#)). En estas muestras, se presentan las edades por corrección de  $^{207}\text{Pb}$  individuales (esencialmente una edad por intersección inferior en el diagrama de Tera-Wasserburg para un valor de composición inicial especificada de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ), y se calculan usando un estimado inicial para la edad del apatito, y adoptando una aproximación iterativa usando el modelo de evolución terrestre del Pb, de [Stacey y Kramers \(Chew et al. 2011a\)](#). Las edades por corrección del  $^{207}\text{Pb}$  en la muestra TCH-002 varían de  $200.3 \pm 4.4$  Ma a  $310.6 \pm 16$  Ma (**Figura 6.3E**) y de  $157.1 \pm 9.7$  Ma a  $220.3 \pm 3.1$  Ma (**Figura 6.3H**).

#### 6.1.2 Información de U-Pb en rutilos

La información de U-Pb en rutilos fue adquirida de dos muestras de las porciones de bajo grado metamórfico del Complejo Huaytapallana (**Figura 2D, Figura 4**). Ambas muestras dan información de U-Pb que cae en la discordia de Tera-Wasserburg, dando edades de intersección inferior de  $257.8 \pm 2.3$  Ma (**FW2-002, Figura 6.2F**) y  $250.9 \pm 7.4$  Ma (**FW2-007, Figura 6.2P**). La información de U-Pb cae cerca a las composiciones radiogénicas de la concordia de Tera-Wasserburg y fueron ancladas usando una composición inicial de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 0.852 (el modelo de Stacey y Kramers calculado en los 255 Ma) con una incertidumbre conservativa del 0.02 (o 2.3%). Las muestras fueron ancladas debido a la muy limitada dispersión de las proporciones de U-Pb, pero debido a que se gráficas cerca a las composiciones radiogénicas, son poco sensibles a la elección de la composición del Pb inicial.

#### 6.1.3 Información de U-Pb en zircones

La información de U-Pb en zircones fue adquirida de seis rocas intrusivas de las porciones de bajo grado metamórfico del Complejo Huaytapallana (**Figura 2B, 2D, Figura 6.2**), junto con un espectro de zircones detríticos provenientes de dos psammitas de la misma unidad. La

información de U-Pb en zircones fue también adquirida de los anillos de recrecimiento de zircones asociados con el desarrollo de leucosoma en tres paragneises de las porciones de alto grado metamórfico del Complejo Huaytapallana (**Figura 2C, Figuras. 5-6**). Las seis rocas intrusivas dan edades de concordia que varían desde los  $260.1 \pm 3.9$  Ma a los  $302.0 \pm 3.7$  Ma (**Figura 6.2**), con una edad Mesoproterozoico Superior de  $1023.5 \pm 2.9$  Ma (**FW2-002, Figura 6.2C**). Dos muestras intrusivas (FW2-001, -010) dan información enteramente concordante, mientras que las restantes dan análisis concordantes con algunos análisis discordantes que se pueden interpretar como cristales heredados (**FW2-006, Figura 6.2H**), cristales heredados y una pérdida de Pb (**FW2-003, Figura 6.2D**), Pb común y pérdida de Pb (**FW2-002, Figura 6.2B**) y cristales heredados y Pb común (**FW2-011, Figura 6.2S**). El espectro de zircones detríticos de la muestra de psammita FW2-004 (**Figura 6.2K**) da una población de zircones relativamente restringida con picos en los 750 Ma y 1000-1200 Ma. La muestra FW2-007 (**Figura 6.2N**) da una población de zircones detríticos con picos en los 470-550 Ma, 750 Ma, y un amplio rango de zircones detríticos desde los 900 a los 1800 Ma, con los picos más importantes entre los 1050 y 1200 Ma. Una población muy pequeña de aproximadamente treinta cristales de zircón fue obtenida de tres paragneises de alto grado metamórfico (TCH-002, -003 and -007) en las porciones de alto grado del Complejo Huaytapallana. Se obtuvo imágenes de SEM-CL de estos zircones (imágenes representativas en la **Figura 6.1**), las cuales muestran que los zircones varían en tamaño desde las 50  $\mu\text{m}$  a 100  $\mu\text{m}$ . Los núcleos de los zircones tienen texturas consistentes con el zonamiento magmático y una respuesta variable de catodoluminiscencia de grano a grano, y se interpretan como zircones detríticos incorporados en el protolito metasedimentario. Los núcleos están rodeados por unos delgados anillos con un desarrollo tosco de zonamiento (de entre 5 a 200  $\mu\text{m}$ ), interpretándose como el registro de un metamorfismo de alto grado y el desarrollo de leucosoma. Los núcleos dieron edades entre los 550 y 1100 Ma con proporciones Th/U entre los 0.1 y 0.5 (**Figura 6.3A**), consistente con un precursor magmático. Los anillos con las proporciones de Th/U más bajas ( $<0.01$ ; **Figura 6.3B**) dan una edad de concordia de  $260.4 \pm 2.5$  Ma, con las proporciones de Th/U bajas consistentes con un origen metamórfico (**Hoskin and Schaltegger, 2003**). Los análisis que son marginalmente más antiguos que la edad de concordia de la **Figura 6.3B** y se interpretan tanto como mezclas de núcleo y anillos, con proporciones de Th/U relativamente bajas, indicando que solo un pequeño componente heredado está presente (las elipses rojas más antiguas de la **Figura 6.3B**), o un cristal magmático más joven (285 Ma) con proporciones de Th/U ígneas de 0.1 – 0.43 (elipses verdes en la **Figura 6.3B**).

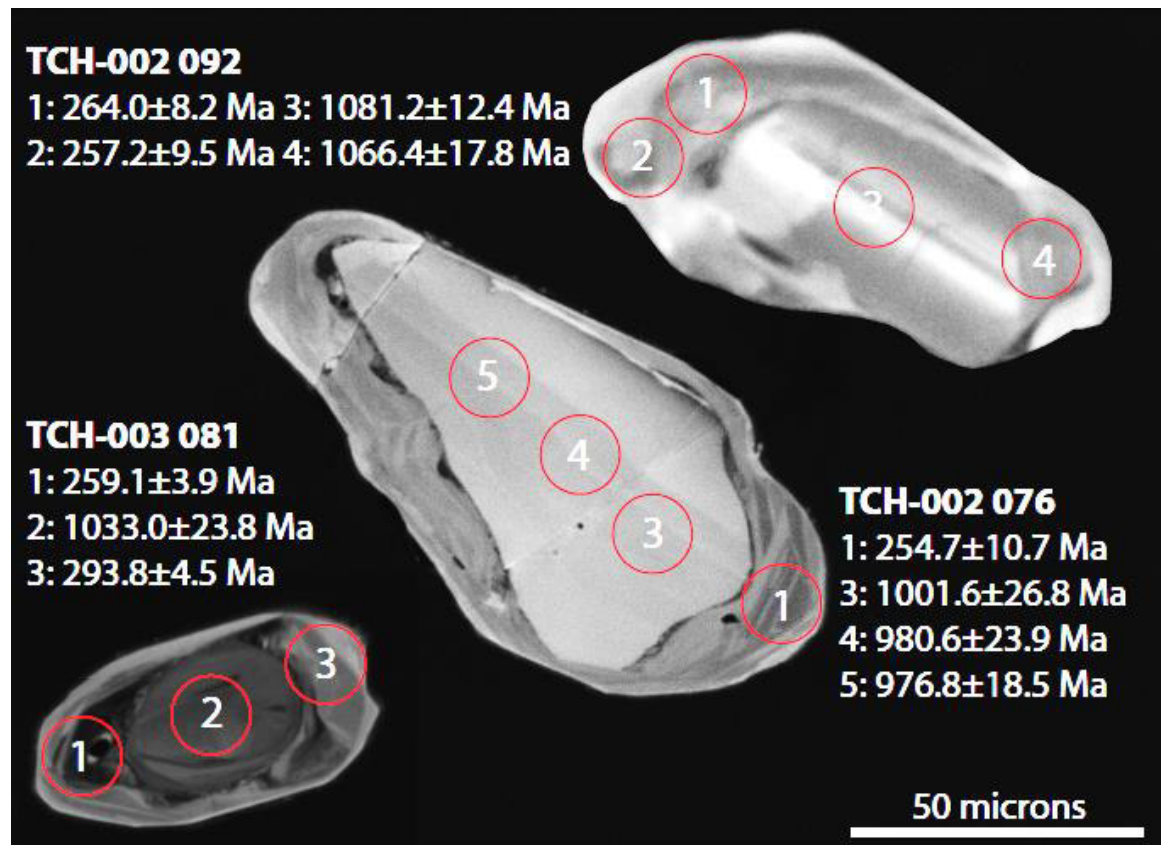


#### 6.1.4 Información de U-Pb y Th-Pb en monacitas

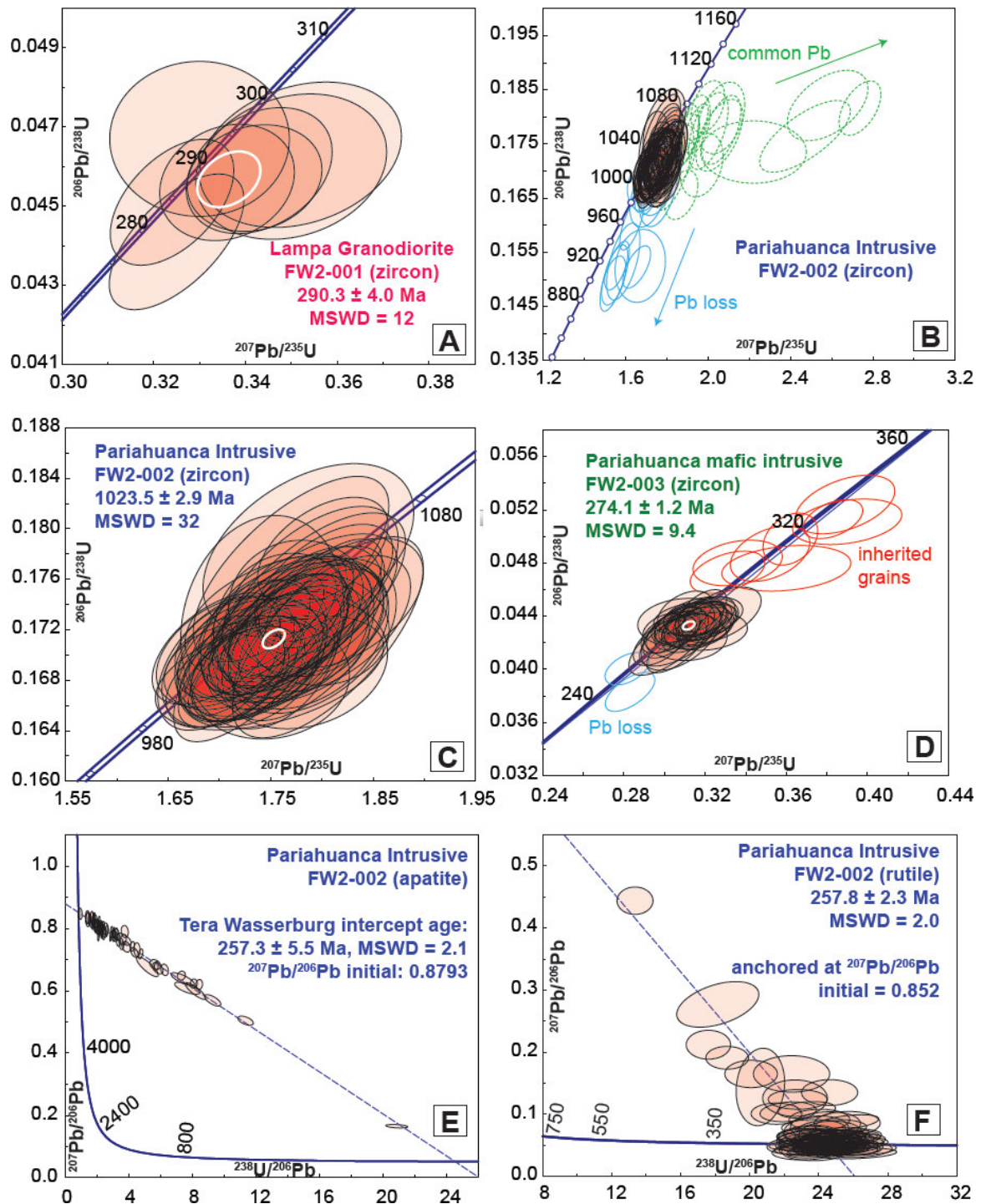
La información de U-Pb y Th-Pb en monacitas fue adquirida de las cuatro muestras de paragneises de alto grado metamórfico del Complejo Huaytapallana (**Figura 6.4**, muestras TCH-001, -002, -003, -007). Las edades de U-Pb en la Concordia de Wetherill varían de los  $261.6 \pm 1.8$  Ma (**Figura 6.4A, TCH-001**) a los  $267.5 \pm 1.4$  Ma (**Figura 6.4E, TCH-003**), mientras que las edades Th-Pb varían de los  $260.9 \pm 2.5$  Ma (**Figura 6.4D, TCH-003**) a los  $264.0 \pm 2.9$  Ma (**Figura 6.4B, TCH-001**). Con la excepción de la muestra TCH-003, todas las edades de U-Pb y Th-Pb de una misma muestra están dentro de la incertidumbre analítica, agrupándose en torno a los 262 Ma.

#### 6.1.5 Información de U-Pb en apatitos de otras localidades de la Cordillera Oriental

La información de U-Pb en apatitos fue adquirida de cinco muestras (un leucosoma y cuatro granitoides) del conjunto de muestras de [Chew et al. \(2007\)](#), en las porciones central y norte de la Cordillera Oriental del Perú (**Figura 1.1**). Esta información se presenta en la **Figura 6.5A-E**, junto con una edad U-Pb en apatitos y una edad U-Pb en titanita de [Chew et al. 2014](#) (**Figura 6.5F,G**). Las cinco edades U-Pb en apatitos (**Figuras 6.5A-E**) caen todas en las discordias de Tera-Wasserburg, dando edades de intersección inferior que varían de los  $315 \pm 12$  Ma (**SU 03-20, Figura 6.5D**) a los  $393.8 \pm 9.5$  Ma (**DC 5/6-5, Figura 6.5C**). La composición de Pb inicial de cuatro de las muestras (**DC 5/5-7, 5/5-10, 5/6-5 y SU 03-20**) fue anclada usando una composición inicial de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  derivada del modelo de Stacey y Kramers con una incertidumbre conservativa de 0.02 (o 2.3%), ya que de otra forma exhiben una edad pobremente restringida debido a la pequeña distribución de las proporciones de U-Pb. Las muestras tienen composiciones radiogénicas moderadas, por lo que no son particularmente sensibles a la elección de la composición inicial de Pb. Una muestra de apatito (**SU 03-21, Figura 6.5**) no fue anclada, ya que los análisis individuales se agrupan entorno al Pb común.

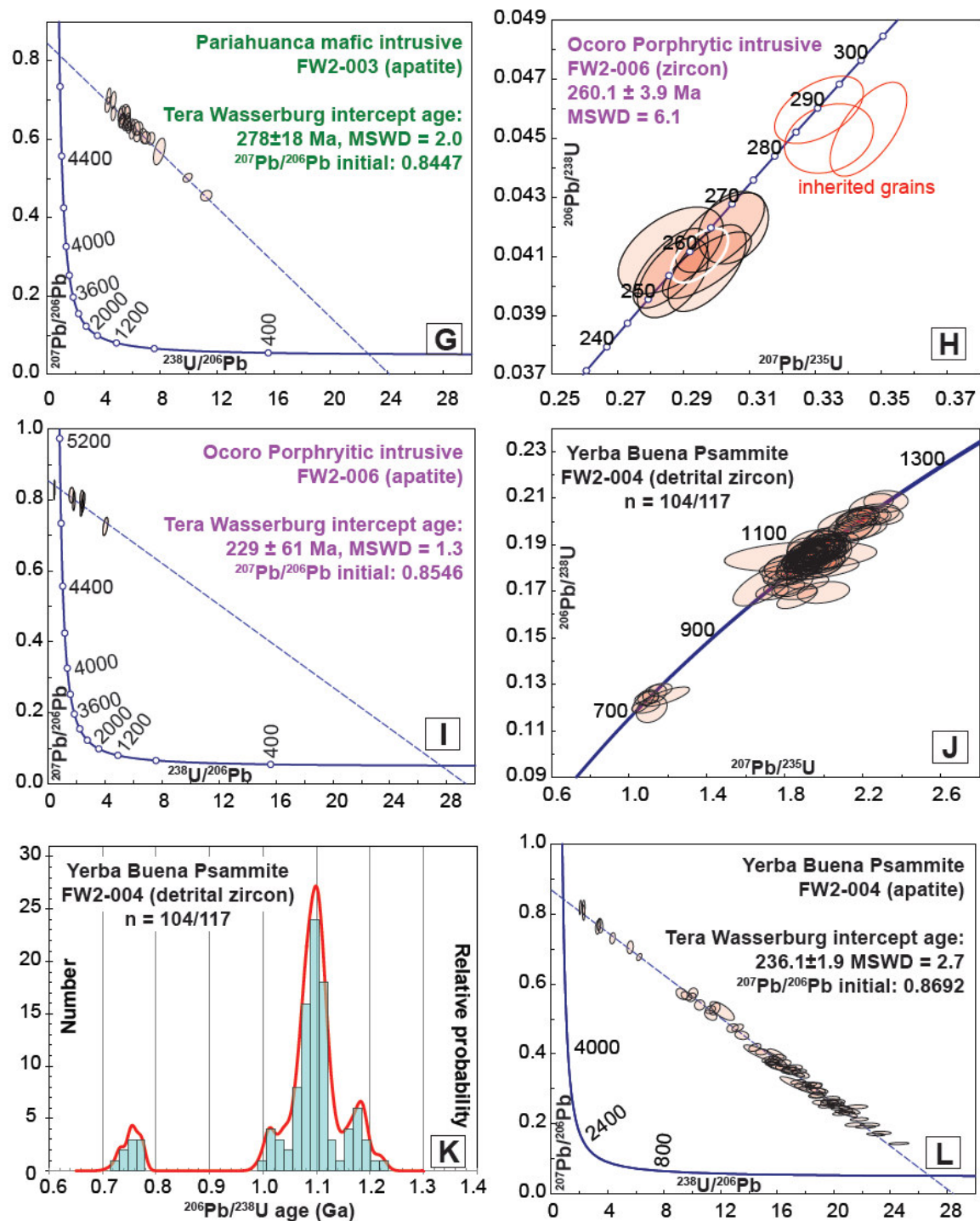


**Figura 6.1** Imagen de catodoluminiscencia mostrando cristales de zircones metamórficos encontrados en algunos de los paragneises del Complejo Huaytapallana (muestras TCH-002 y TCH-003). Los círculos rojos corresponden a los dominios analizados mediante ablación láser, y las edades de concordia obtenidas se muestran con errores expresados en  $2\sigma$ . **Fuente: Elaboración propia**



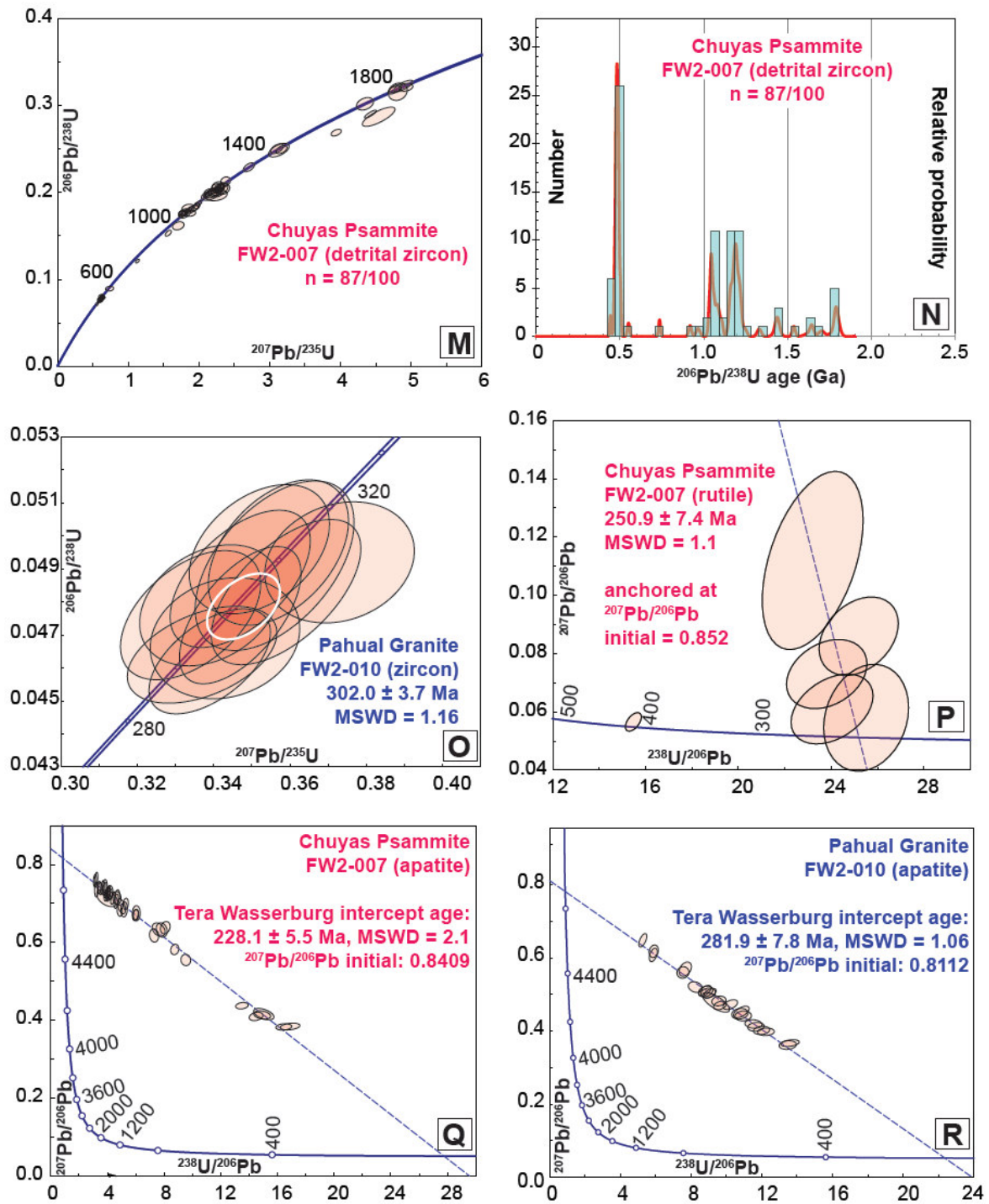
**Figura 6.2** Diagramas de Concordia de Wetherill mostrando los resultados de análisis de U-Pb en zircones (A, B, C, D, H, J, M, O, S), diagramas de probabilidad-densidad para resultados de análisis de U-Pb en zircones detríticos (K, N), diagramas de Concordia de Tera-Wasserburg mostrando los resultados de análisis de U-Pb en apatitos (E, G, I, L, Q, R, T, U), y en rutilos (F). Totalidad de la información obtenida de la zona de bajo grado metamórfico del Complejo Huaytapallana (suite FW2). (A) Granodiorita de Lampa, se obtuvo una edad de concordia. (B) Intrusivo de Pariahuanca, incluye un conjunto de cristales discordantes, que se interpretan como pérdida de Pb (azul) y Pb común (verde). (C) Intrusivo de Pariahuanca, se obtuvo una edad de concordia. (D) Intrusivo máfico de Pariahuanca, incluye un conjunto de cristales heredados (rojo) y algunos cristales que han sufrido pérdida de Pb (azul). (E) Intrusivo de Pariahuanca, resultados de U-Pb en apatitos. (F) Intrusivo de Pariahuanca, resultados de U-Pb en rutilos.

**Fuente:** Elaboración propia

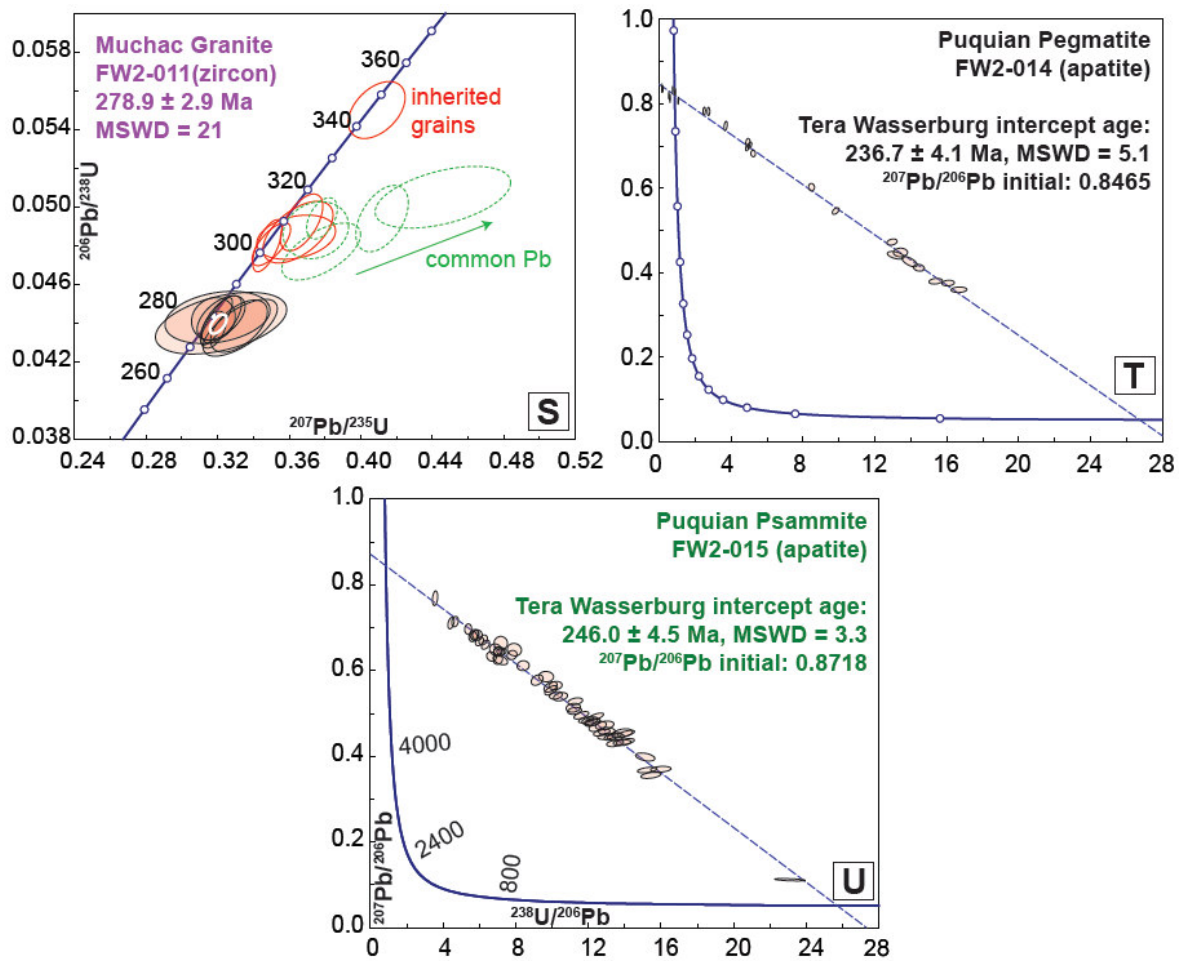


**Figura 6.2** (Continuación). (G) Intrusivo máfico de Pariahuanca, resultados de U-Pb en apatitos, (H) Intrusivo porfídico de Ocoro, incluye el análisis de algunos cristales heredados de zircón (rojo), el resto de cristales muestran una edad de concordia y en (I) se muestran los resultados de U-Pb en apatitos, este análisis presenta una alta incertidumbre. (J) Psammite de Yerba Buena, cuyos cristales de zircón detrítico se agrupan en torno a los 1100 Ma, en (K) se puede observar el diagrama de probabilidad densidad para la misma muestra, donde se aprecian hasta cuatro picos de densidad de población, y los resultados de U-Pb en apatitos detríticos se muestra en (L). **Fuente: Elaboración propia**

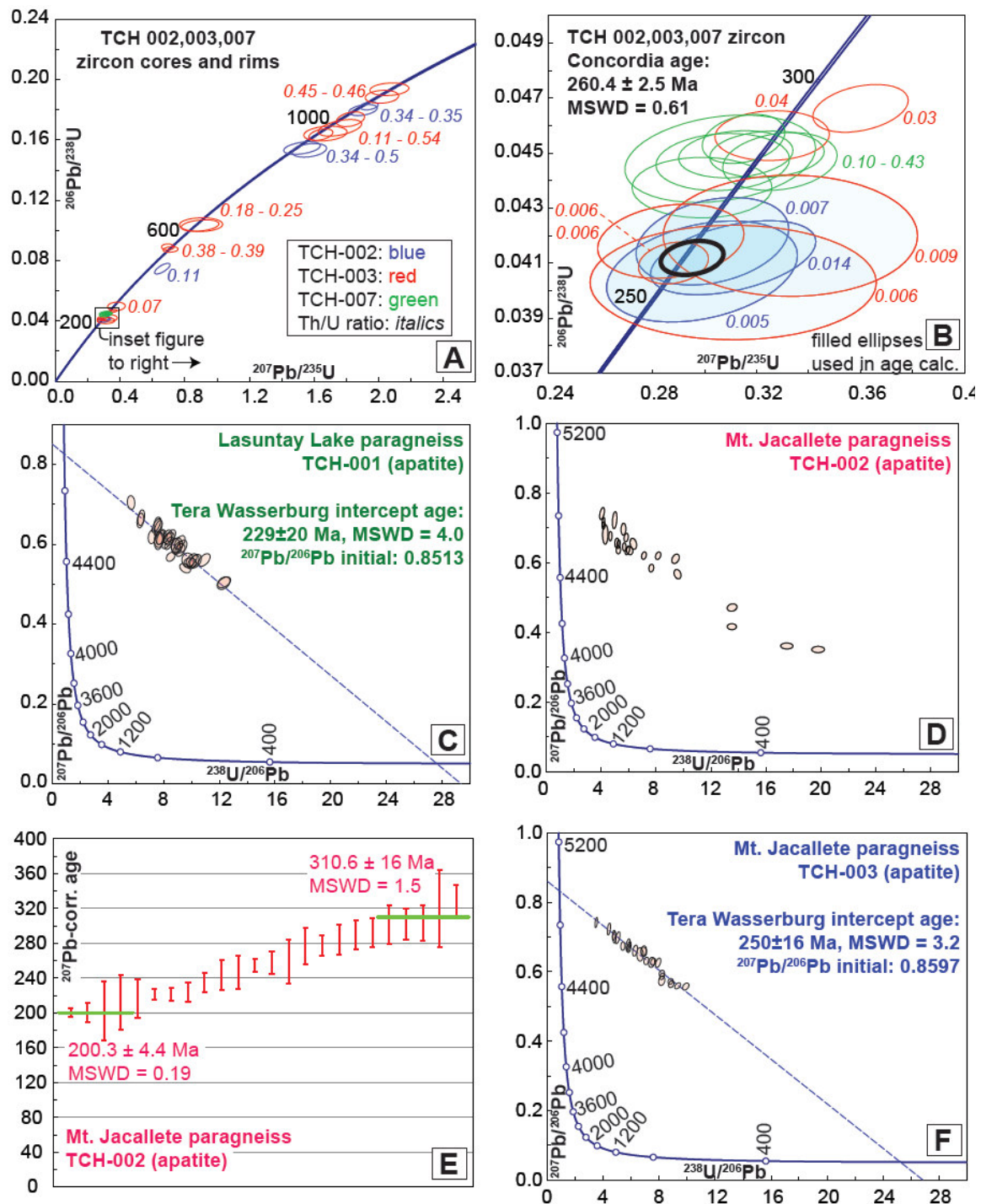




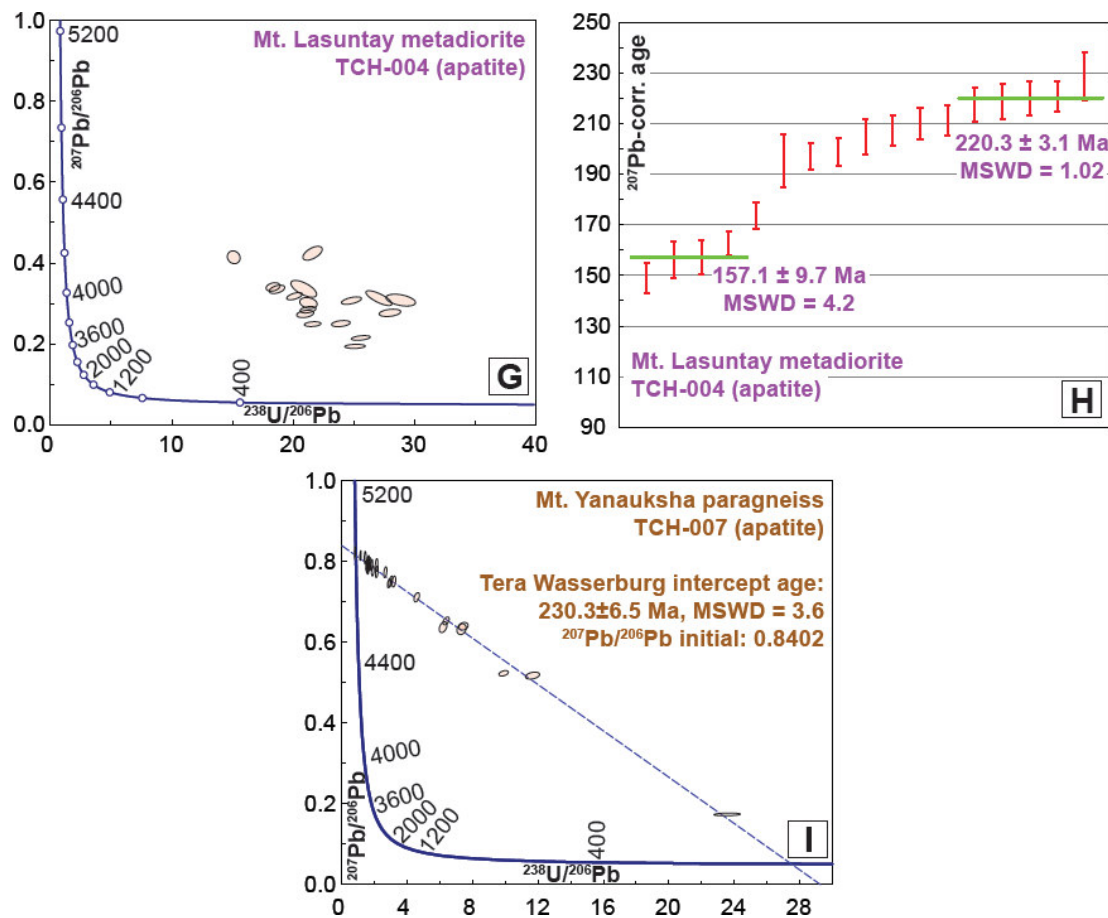
**Figura 6.2** (Continuación). (M) Psammita de Chuyas, en donde se puede observar que los diferentes conjuntos de poblaciones de zircón detrítico caen en su mayoría sobre la línea de concordia, en (N) se tiene el diagrama de probabilidad-densidad correspondiente. (O) Granito de Páhuil, parte del Batolito de Villa Azul, cuyos análisis de U-Pb en zircons dieron un arreglo concordante en torno a los 302 Ma. (P) Resultados de análisis de U-Pb en rutilos encontrados en la Psammita de Chuyas, pese a la escasez de granos minerales, se pudo obtener un error bajo gracias al anclaje de Pb inicial, y en (Q) se observa el resultado de análisis de apatitos para la misma muestra. (R) resultados de análisis de U-Pb para la muestra del Granito de Páhuil, correspondiente al Batolito de Villa Azul. **Fuente: Elaboración propia**



**Figura 6.2** (Continuación). (S) Resultados de análisis de U-Pb en zircones del Granito de Muchac, incluye dos poblaciones de zircones heredados (rojo) y una de Pb común (verde), el resto de análisis muestran un resultado concordante. (T) Resultados de análisis de U-Pb en apatitos de la pegmatita de Puquián, asociada al magmatismo granítico en Muchac. (U) Resultados de análisis de U-Pb en apatitos de la Psammite de Puquián. **Fuente: Elaboración propia**

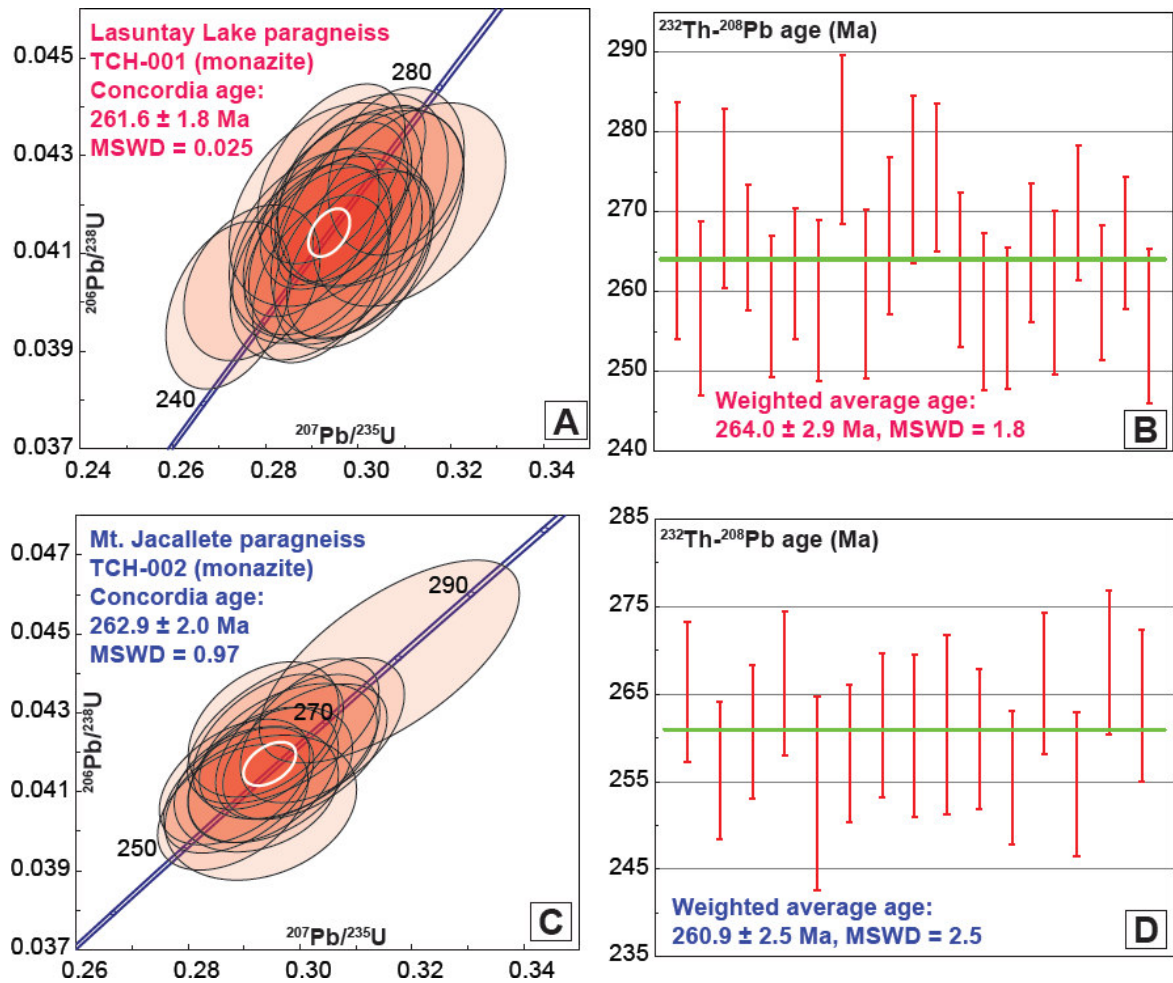


**Figura 6.3** Diagramas de Concordia de Wetherill mostrando los resultados de análisis de U-Pb en zircones (A, B), diagramas de Concordia de Tera-Wasserburg mostrando los resultados de análisis de U-Pb en apatitos (C, D, F, G, I), y edades por corrección de  $^{207}\text{Pb}$  para los análisis de U-Pb en apatitos (E, H). En este conjunto de diagramas se expresa la totalidad de la información isotópica obtenida de los minerales accesorios recuperados del grupo de muestras de la zona de alto grado metamórfico del Complejo Huaytapallana (suite TCH). (A, B) Conjunto de análisis realizados sobre anillos de recrecimiento en zircones. (C) Resultados de análisis de U-Pb en apatitos del paragneiss del Lago Lasuntay, y (D) del Cerro Jacallate, este último no exhibe una intersección inferior con la Concordia de Tera-Wasserburg, por lo que en (E) se detalla el método de obtención de la edad por corrección del  $^{207}\text{Pb}$ . (F) Otro paragneiss del Cerro Jacallate si muestra una edad de apatitos por intersección inferior. **Fuente:** Elaboración propia

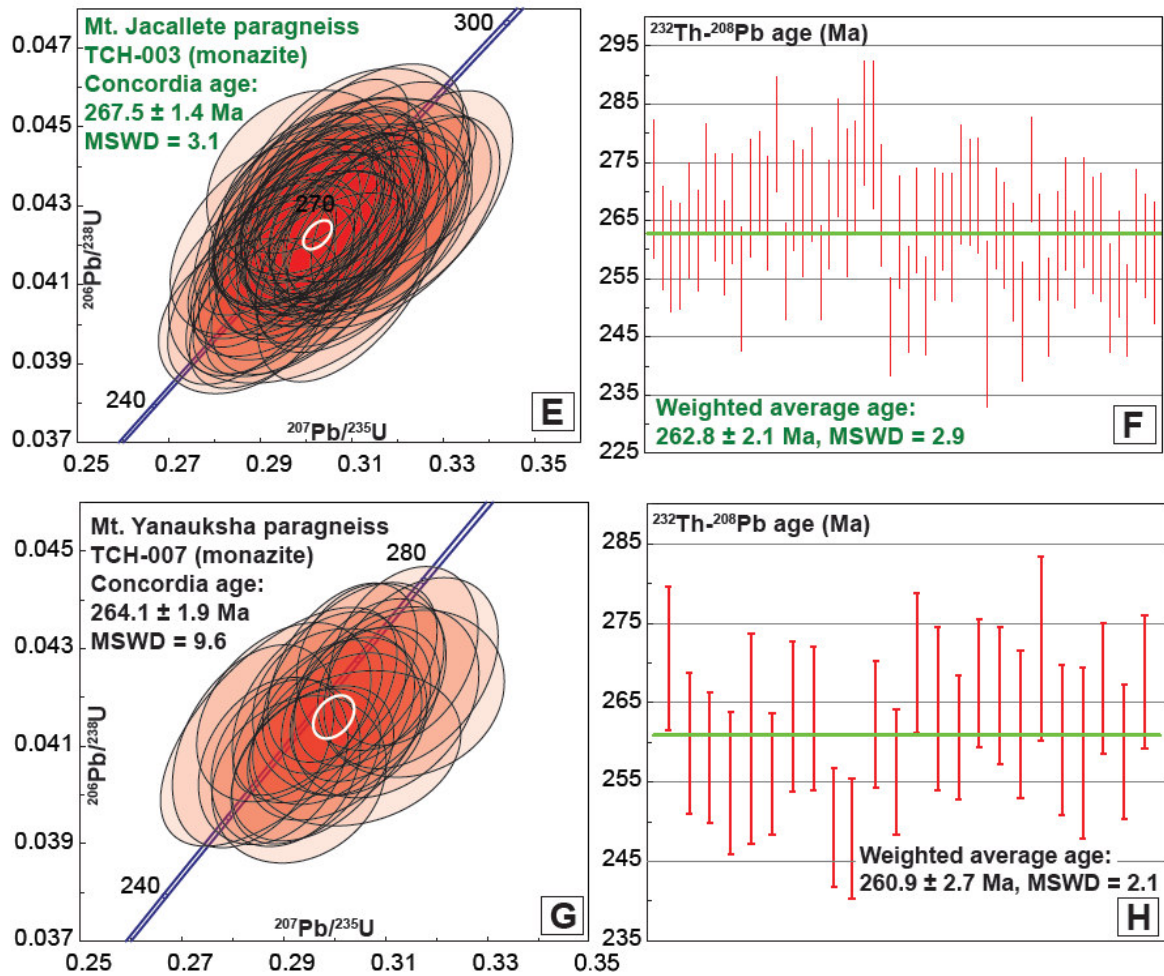


**Figura 6.3** (Continuación). (G) Resultados de los análisis de U-Pb en los apatitos de la metadiorita del Cerro Lasuntay, en la que no es posible realizar una regresión de los datos para obtener una edad por intersección inferior en el diagrama de Tera-Wasserburg, por este motivo, en (H) se observa la edad por corrección del  $^{207}\text{Pb}$ . (I) Resultados de los análisis de U-Pb en los apatitos del paragneiss del Cerro Yanauksha, donde el arreglo permite obtener una edad por intersección inferior. **Fuente: Elaboración propia**

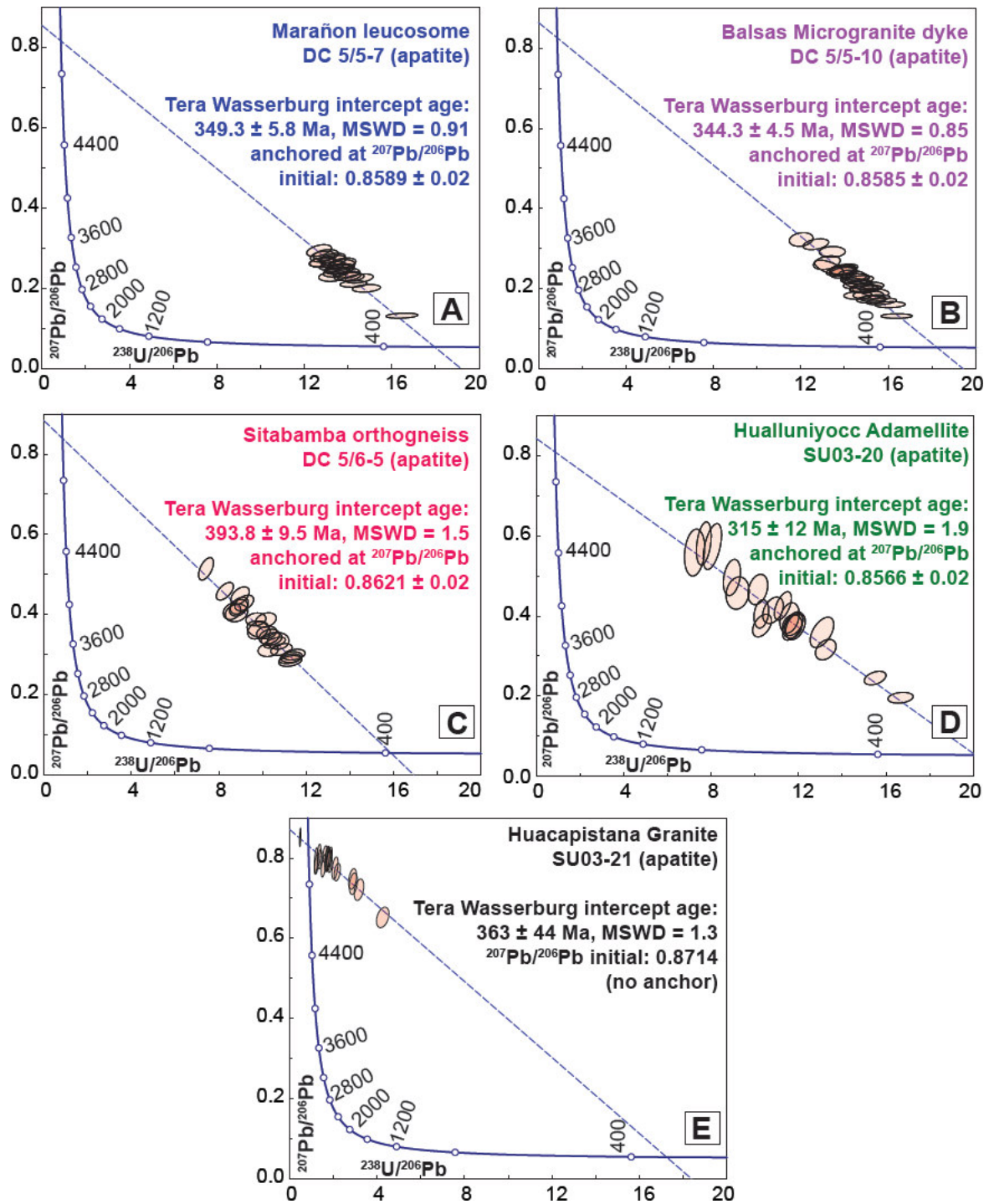




**Figura 6.4** Diagramas de Concordia de Wetherill mostrando los resultados de análisis de U-Pb en monacitas (A, C, E, G), y edades  $^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb}$  para los análisis en monacitas. En este conjunto de diagramas se expresa la totalidad de la información isotópica obtenida de las monacitas recuperadas del grupo de muestras de la zona de alto grado metamórfico del Complejo Huaytapallana (suite TCH), y los resultados son todos concordantes. (A, C) Resultados de análisis de U-Pb en monacitas del paragneiss del Lago Lasuntay y del Cerro Jacallate, en los que en ambos casos se obtuvo una edad de concordia. (B, D) Resultados para el cálculo de la edad  $^{232}\text{Th}-^{208}\text{Pb}$  para las mismas muestras, respectivamente, el error en ambos casos se encuentra dentro de la incertidumbre analítica. **Fuente: Elaboración propia**



**Figura 6.4** (Continuación). (E, G) Resultados de análisis de U-Pb en monacitas del paragneiss del Cerro Jacallete y el Cerro Yanauksha, en los que en ambos casos se obtuvo una edad de concordia. (F, H) Resultados para el cálculo de la edad  $^{232}\text{Th}$ - $^{208}\text{Pb}$  para las mismas muestras, respectivamente, el error en ambos casos se encuentra dentro de la incertidumbre analítica. **Fuente: Elaboración propia**



**Figura 6.5** Diagramas de Concordia de Tera-Wasserburg mostrando resultados de análisis de U-Pb en apatitos de las muestras de la Cordillera Oriental del norte (A-C) y Centro (D-E) del Perú. La información de U-Pb en apatitos (F) y titanitas (H) del ortogneis de Sitabamba fue tomada de [Chew et al., \(2014\)](#).

Muestra	Localidad	UTM Este	UTM Norte	Zona UTM	Elevación (msnm)	Descripción	U-Pb zircón <sup>1</sup>	U-Pb apatito <sup>2</sup>	U-Pb rutilo <sup>2</sup>	U-Pb monacita <sup>1</sup>	Th-Pb monacita <sup>3</sup>
FW2-001	Lampa	511410	8672822	18L	2788	Granodiorita	290.3 ± 4.0 Ma				
FW2-002	Pariahuanca	516401	8670733	18L	2164	Intrusivo félsico	1023.5 ± 2.9 Ma	257.3 ± 5.5 Ma	257.8 ± 2.3 Ma		
FW2-003	Pariahuanca	516402	8670663	18L	2161	Intrusivo máfico	274.1 ± 1.2 Ma	278 ± 18 Ma			
FW2-004	Yerba Buena	520991	8671229	18L	2520	Psammita	detritico (720Ma) <sup>4</sup>	236.1 ± 1.9 Ma			
FW2-006	Ocoro	518778	8669841	18L	2351	Volcánico porfirítico	260.1 ± 3.9 Ma	229 ± 61 Ma			
FW2-007	Chuyas	512833	8673097	18L	2446	Psammita	detritico (445Ma) <sup>4</sup>	228.1 ± 5.5 Ma	250.9 ± 7.4 Ma		
FW2-010	Pahual	510256	8673770	18L	3144	Intrusivo granítico	302.0 ± 3.7 Ma	281.9 ± 7.8 Ma			
FW2-011	Muchac	483587	8698990	18L	3897	Intrusivo granítico	278.9 ± 2.9 Ma				
FW2-014	Puquián	487985	8704142	18L	3364	Pegmatita		236.7 ± 4.1 Ma			
FW2-015	Puquián	488068	8704074	18L	3420	Psammita		246.0 ± 4.5 Ma			
TCH-001	Lasuntay Lake	492919	8681706	18L	4665	Paragneiss		229 ± 20 Ma		261.6 ± 1.8 Ma	264.0 ± 2.9 Ma
TCH-002	Mt. Jacallate	493037	8682128	18L	4759	Leucosoma (gneiss)	260.4 ± 2.5 Ma <sup>5</sup>	200 to 310 Ma <sup>6</sup>		262.9 ± 2.0 Ma	260.9 ± 2.5 Ma
TCH-003	Mt. Jacallate	493327	8682523	18L	4860	Paragneiss	260.4 ± 2.5 Ma <sup>5</sup>	250 ± 16 Ma		267.5 ± 1.4 Ma	262.8 ± 2.1 Ma
TCH-004	Mt. Lasuntay	494034	8681915	18L	4840	Metadiorita		157 to 220 Ma <sup>6</sup>			
TCH-007	Mt. Yanauksha	496436	8678999	18L	4400	Paragneiss		230.3 ± 6.5 Ma		264.1 ± 1.9 Ma	260.9 ± 2.7 Ma
DC 5/5-7	Complejo Maraón	168481	9243396	18M	1422	Leucosoma (gneiss)	477.9 ± 4.3 Ma <sup>7</sup>	349.3 ± 5.8 Ma			
DC 5/5-10	Balsas	171840	9228140	18M	1067	Microgranito (dique)	343.6 ± 2.6 Ma <sup>7</sup>	344.3 ± 4.5 Ma			
DC 5/6-5	Pomabamba	239567	9058652	18L	1857	Ortogneiss	445.9 ± 2.4 Ma <sup>7</sup>	393.8 ± 9.5 Ma			
SU 03 20	Hualluniyocc	438679	8752628	18L	2753	Adamelita	325.4 ± 0.6 Ma <sup>7</sup>	315 ± 12 Ma			
SU 03-21	Huacapistana	446986	8761090	18L	1662	Granito	310.1 ± 2.3 Ma <sup>7</sup>	363 ± 44 Ma			
DC 4/5-2	Sitabamba	199248	9111706	18L	3063	Ortogneiss	442.4 ± 1.4 Ma <sup>7</sup>	365 ± 14 Ma <sup>8</sup>	Edad en Titanitas: 437.1 ± 5.3 Ma <sup>8</sup>		

**Tabla 1: Resumen de resultados de geocronología de U-Pb y Th-Pb en minerales accesorios para el Complejo Huaytapallana, y otras muestras de la Cordillera Oriental Peruana.** <sup>1</sup>Edad de Concordia de Wetherill. <sup>2</sup>Edad por intersección inferior de Tera-Wasserburg. <sup>3</sup>Edad media ponderada Th-Pb. <sup>4</sup>Muestra detritica, población o grano más joven en paréntesis. <sup>5</sup>Edad de concordia compósito de las muestras TCH-002 y TCH-003. <sup>6</sup>No define una intersección clara en el diagrama de Concordia de Tera Wasserburg, se presenta un rango de edades por corrección de <sup>207</sup>Pb. <sup>7</sup>Edades U-Pb en zircón de [Chew et al. \(2007\)](#). <sup>8</sup>Edades U-Pb en apatito and titanita de [Chew et al. \(2014\)](#). Fuente: Elaboración propia.



## Capítulo 7

# Discusión e Interpretación

### 7.1 Síntesis de la historia magmática y metamórfica en la Cordillera Oriental del Perú

Esta sección sintetiza la evolución geológica del Complejo Huaytapallana antes de resumir los estudios recientes en otros sectores de la Cordillera Oriental del Perú. Esta síntesis regional es incorporada entonces en un modelo que permite resumir la evolución geológica de la Cordillera Oriental Peruana a través del tiempo.

#### 7.1.1 Reconstrucción de la historia tectonotermal del Complejo Huaytapallana

La información de isótopos de U-Pb en zircones y monacitas, y la información de Th-Pb en monacitas de los paragneises de granate y sillimanita hallados al sur del Glaciar Huaytapallana (conjunto de muestras TCH, **Figura 3.3-C**) se puede interpretar como el registro de la cristalización durante el pico de metamorfismo, y estos cronómetros de alta temperatura restringen el momento de metamorfismo de alto grado y el desarrollo de leucosoma en este sector del Complejo Huaytapallana en los 260 Ma (finales del Pérmico medio). El sistema de U-Pb en apatitos registra el enfriamiento post-orogénico en los paragneises de alto grado (los estimados de temperatura de cierre son de entre 425°C a 500°C, **Chamberlain y Bowring, 2001**). Varias muestras (TCH-001, -003 y -007) muestran una edad por intersección inferior en el diagrama de Tera-Wasserburg que es consistente con el enfriamiento a partir del pico de metamorfismo ocurrido hace 260 Ma, pero dos muestras (el paragneiss TCH-002 y la metadiorita TCH-004) no muestran una distribución adecuada en el diagrama de Tera-Wasserburg por lo que no dan una clara intersección inferior. Las edades por corrección del  $^{207}\text{Pb}$  varían entre los 310.6 a 200.3 Ma (TCH-002) y 220.3 a 157.1 Ma (TCH-004). Aunque la metadiorita (TCH-004) corta a los paragneises del Complejo Huaytapallana, comparte la misma foliación tectónica regional, y se desconoce la causa del comportamiento de sistema abierto en la información de U-Pb en los apatitos de esta muestra.

El conjunto de muestras de menor grado, al sur de la zona de estudio (muestras FW2-001 a FW2-010, **Figura 3.2-D**) no contienen monacita, pero se pudo recuperar rutilo en la muestra FW2-002 (intrusivo microgranítico de Pariahuanca) y de la muestra FW2-007 (Psammita de Chuyas). El sistema de U-Pb en rutilos tiene una temperatura de cierre de alrededor de 620°C

(Vry y Baker, 2006, Cherniak, 2000). Las edades U-Pb por intersección inferior en el diagrama de Tera-Wasserburg para el rutilo (FW2-002,  $257.3 \pm 5.5$  Ma, Figura 6.6-F; FW2-007,  $250.9 \pm 7.4$  Ma, **Figura 6.3P**) también se interpretan como un registro de cristalización, y son consistentes con el pico de metamorfismo de hace 260 Ma documentado en los paragneises de alto grado metamórfico. El espectro de zircones detríticos de la muestra FW2-004 (Psammita de Yerba Buena, **Figura 6.2K**) exhibe una población detrítica con dos picos en los 750 Ma, y 1000-1200 Ma. La muestra FW2-007 (Psammita de Chuyas, **Figura 6.2N**) exhibe una población detrítica más dispersa, característica de la margen Proto-Andina de la Cordillera Oriental del Perú (Chew et al., 2008), con picos entre los 470 a 550 Ma, 750 Ma, y un rango amplio de zircones detríticos entre los 900 y 1800 Ma, con los picos más significativos en los 1050 y 1200 Ma. La muestra de microgranito de Pariahuanca ha dado una edad de cristalización de U-Pb en zircones de  $1023.5 \pm 2.9$  Ma. Dado que los picos de zircones detríticos más jóvenes, donde tuvo lugar las edades máximas de deposición en las psamitas de este sector están alrededor de los 750 Ma (FW2-004, Psammita de Yerba Buena, **Figura 6.2K**) y los 470 Ma (FW2-007, Psammita de Chuyas, **Figura 6.2N**), la edad de aprox. 1023 Ma para el microgranito de Pariahuanca implica que debe existir un *inlier* (área de rocas antiguas rodeada de rocas más jóvenes) a modo de basamento, localmente restringido, pero desafortunadamente sus relaciones de contacto con las rocas metasedimentarias del Complejo Huaytapallana no están expuestas. La ocurrencia aislada de los granitoides Mesoproterozoicos ha sido documentada en otros lugares de la Cordillera Oriental del Perú, al sur del paralelo 11°S por Miskovic et al. (2009), incluyendo la tonalita de Satipo ( $985 \pm 14$  Ma), el granito de feldespatos alcalinos de Mariposa ( $1071 \pm 23$  Ma), y el granito de Querobamba ( $1123 \pm 13$  Ma).

Todas las muestras intrusivas más jóvenes en el sector sur del área estudiada han sido afectadas por tectonismo (ya sea que exhiben foliación débil a moderada, cloritización o retorcimiento de fases minerales de Fe-Mg como la biotita, y extinción ondulada en el cuarzo). Las edades de cristalización de zircones por U-Pb del Batolito de Villa Azul (**Figura 2.3-D**) varían de entre los  $302.0 \pm 3.7$  Ma (FW2-010, Granito de Páhuall, **Figura 6.2O**) a los  $290.3 \pm 4.0$  Ma (FW2-001, Granodiorita de Lampa, **Figura 6.2A**), mientras que las intrusiones que cortan al Complejo Huaytapallana inmediatamente al Este dan una edad de cristalización por U-Pb en zircones que varían entre  $274 \pm 1.2$  Ma (FW2-003, metadolerita de Pariahuanca, **Figura 6.2D**) a  $260.1 \pm 3.9$  Ma (FW2-006, metadolerita de Ocoro, un intrusivo porfirítico metamorfozido, **Figura 6.2H**). Con la excepción de la muestra FW2-010 del Batolito de Villa Azul (Granito de Páhuall, **Figura 6.2R**), todas las muestras del sector sur del área estudiada (FW2-002, -003, -004, -006 y -007) dan una edad U-Pb por intersección inferior en el diagrama de Tera-Wasserburg que son consistentes con el enfriamiento a partir del pico de metamorfismo hace 260 Ma. La muestra FW2-010 en su lugar, exhibe una edad U-Pb en apatitos más antigua por

intersección inferior en el diagrama de Tera-Wasserburg de  $281.9 \pm 7.8$  Ma, y puede haber sido solo parcialmente reseteada durante el pico de metamorfismo en los 260 Ma. Solo se obtuvieron tres edades del transecto norte de muestreo del Complejo Huaytapallana. Estas incluyen una edad U-Pb en zircones de  $278.9 \pm 2.9$  Ma para el Granito de Muchac (**FW2-011, Figura 6.2S**), el cual se encuentra dentro de la incertidumbre analítica de la edad U-Pb en zircones de  $292 \pm 20$  Ma reportada por [Miskovic et al. \(2009\)](#) para el mismo plutón. Las dos edades U-Pb en apatitos por intersección inferior en el diagrama de Tera-Wasserburg (muestras FW2-014 y FW2-015, **Figura 6.9-T y 6.13-U**) de este transecto son consistentes con el enfriamiento a partir del pico de metamorfismo hace 260 Ma.

En resumen, la evolución de este sector de la Cordillera Oriental al este de Huancayo (**Figura 3.2-A, Figura 7.1H**) se puede considerar como una secuencia metasedimentaria (cuyas edades máximas de deposición oscilan entre los 750 y 470 Ma para las dos psammitas muestreadas) que posiblemente fue depositada sobre un basamento de edad Mesoproterozoico Tardío. Las relaciones de contacto con las rocas del basamento del Mesoproterozoico Tardío (edad U-Pb en zircones de  $1023.5 \pm 2.9$  Ma, de la muestra FW2-002) no se encuentran expuestas, y es posible que ahora se encuentren tectónicamente intercaladas dentro del Complejo Huaytapallana. La edad del metamorfismo de alto grado, y el desarrollo del leucosoma en los paragneises de alto grado del Complejo Huaytapallana se restringe a los 260 Ma, por información de edades U-Pb y Th-Pb en monacitas, y las edades U-Pb en anillos de recrecimiento de zircones, consistente con el crecimiento de rutilos alrededor de los 255 Ma en los esquistos y psammitas de bajo grado más al sur. La mayoría de las edades U-Pb en apatitos (de 260 a 230 Ma) en todas las unidades es compatible con el enfriamiento a partir de este pico de metamorfismo registrado en los 260 Ma.

### 7.1.3 Balsas – Callangate (**Figura 7.1a**)

La geología de la región de Balsas – Callangate consiste de paragneises de alto grado del Complejo del Maraón, intruídas por el plutón post-tectónico de Balsas – Callangate. El desarrollo de leucosoma en los paragneises del Complejo del Maraón está restringido por una edad de concordia U-Pb por método SIMS de  $477.9 \pm 4.3$  Ma (muestra DC 5/5-7, [Chew et al., 2007](#)). Un dique de microgranito post-tectónico dio una edad U-Pb por método SIMS en zircones de  $343.6 \pm 2.6$  Ma (muestra DC 05/5-10, [Chew et al., 2007](#)), con una población prominente de xenocristales de zircón heredados, que definen una edad de concordia U-Pb por método SIMS de  $483.8 \pm 3.6$  Ma. Los zircones detríticos de los paragneises no mostraron edades menores a los 750 Ma (muestra DC 5/5-4, [Chew et al., 2007](#)). [Sánchez \(1983, 1995\)](#) reportó edades K-Ar de  $346.7 \pm 7.3$  Ma y  $329 \pm 10$  Ma para los plutones monzograníticos de Balsas y Callangate, que han dado edades  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  de 350-330 Ma ([Sánchez et al., 2006](#)) y

edades U-Pb en zircones por método LA-ICPMS entre los 320 a 313 Ma ([Miskovic et al., 2009](#)). El leucosoma del Complejo del Mara  n (478 Ma, muestra DC 5/5-7) y 344 Ma para un dique microgran  tico post-tectónico (muestra DC 5/5-10) que dio una edad U-Pb en apatitos por intersección inferior en el diagrama de Tera-Wasserburg de  $349.3 \pm 5.8$  Ma (**Figura 6.5A**) y  $344.3 \pm 4.5$  Ma (**Figura 6.5B**) respectivamente. La porción más al norte del cinturón metamórfico paleozoico de la Cordillera Oriental Peruana se interpreta como un terreno de paragneises de alto grado que sufrió la orogenia Famatiniana hace aproximadamente 478 Ma previo a la intrusión del batolito de Balsas-Goll  n-Callangate en los 320-313 Ma. Cualquier evento tectonotermal subsecuente no fue lo suficientemente caliente para resetear los sistemas de U-Pb en apatitos y K-Ar en biotitas.

#### **7.1.4 Sitabamba – Pomabamba (Figura 7.1b)**

El protolito del ortogneis de Sitabamba intruy   al Complejo del Mara  n en la porción suroeste de sus afloramientos ([Wilson et al., 1995](#); [Chew et al., 2007](#)). Las estimaciones termobarom  tricas para el ensamble mineralógico metamórfico conteniendo granate es de 700  C y 12 kbar ([Chew et al., 2005](#)). La cristalización de los protolitos granodioríticos se restringen por edades de concordia U-Pb en zircones de  $442.4 \pm 1.4$  Ma (TIMS) y  $444.2 \pm 6.4$  Ma (LA-ICPMS) (muestra DC 4/5-2 de Sitabamba, [Chew et al., 2007](#)). Aproximadamente 65 km a lo largo del rumbo al SE de Pomabamba, un cuerpo de ortogneis similar dio una edad de concordia U-Pb en zircones de  $445.9 \pm 2.4$  Ma (muestra DC 5/6-5, [Chew et al., 2007](#)). La datación por LA-ICPMS de los núcleos de los xenocristales en los ortogneises de Sitabamba dieron un espectro amplio de edades de zircones detríticos ([Bahlburg and Berndt, en preparación](#)) con el núcleo de zircón heredado más joven con una edad de  $473 \pm 18$  Ma ([Chew et al., 2007](#)). Las titanitas del arreglo metamórfico pico del ortogneis de Sitabamba dieron una edad LA-ICPMS por intersección inferior en el diagrama de Tera-Wasserburg de  $437.1 \pm 5.3$  Ma (**Figura 6.5H**, [Chew et al., 2014](#)). El enfriamiento posterior al pico de metamorfismo se puede restringir por la edad U-Pb en apatitos por intersección inferior en el diagrama de Tera-Wasserburg, en el camino de enfriamiento de  $365 \pm 14$  Ma (DC 4/5-2; **Figura 6.5F**, [Chew et al., 2014](#)) y  $393.8 \pm 9.5$  Ma (DC 5/6-5, **Figura 6.5C**). La unidad Sitabamba – Pomabamba se interpreta como un terreno de ortogneises de alto grado que sufrió una orogenia hace aproximadamente 437 Ma, demostrando ser más joven que la edad del pico de metamorfismo en el sector de Balsas más al norte.

#### **7.1.5 Pataz – Parcoy (Figura 7.1c)**

En la región de Pataz – Parcoy, la Cordillera Oriental está caracterizada por un basamento metamórfico pre-Silúrico y secuencias de cobertura intruídas por plutones calcoalcalinos del



Mississippiano. Las rocas pre-Silúricas comprenden la región típica para las rocas metasedimentarias del Complejo del Maraón, estructuralmente infrayaciendo a los volcanoclásticos de la Formación Vijus, secuencias turbidíticas de la Formación Contaya, y volcanoclásticos félsicos y secuencias turbidíticas de la Formación Atahualpa. Las rocas en facies de esquistos verdes a facies inferiores de anfibolitas del Complejo del Maraón, se cree que sufrieron cuatro fases de deformación (Schreiber, 1989) en contraste con las secuencias de cobertura del Paleozoico Inferior que experimentaron dos fases moderadas de plegamiento y metamorfismo en facies inferior de esquistos verdes. El Complejo del Maraón se encuentra en contacto fallado con sus secuencias de cobertura, y las opiniones se encuentran divididas sobre si el contacto es conforme o se trata de una disconformidad orogénica (Haeberlin, 2002). Una edad deposicional máxima de 470 Ma para el Complejo del Maraón en Pataz se ha obtenido a partir de dataciones de U-Pb en zircones detríticos (muestra AM076, Chew et al., 2007). Las porciones media y superior de la Formación Contaya contienen fauna de graptolites de *Didymograptus sagitticaulis*, *Climacograptus ruedemanni*, *Diplograptus* sp., y *Dictionema* sp. (Wilson y Reyes, 1964) de edad Darriwilliano Superior (originalmente Llanvirniano, 465.7 a 458.4 Ma; Cooper et al., 2012). Esto es consistente con la edad deposicional máxima por U-Pb en zircones de  $466.8 \pm 8.1$  Ma obtenido de los volcanoclastos sobreyacentes de la Formación Atahualpa (Witt et al., 2013).

El batolito de Pataz, relacionado a un arco magmático (Schreiber et al., 1990) es de composición diorítica a monzogranítica de 60 km de longitud. El batolito y su aureola están bien estudiados ya que forma parte de una gran franja de mineralización aurífera de más de 160 km de longitud que se extiende a lo largo de la Cordillera Oriental en el norte del Perú. Las dataciones de  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  de las granodioritas del Batolito de Pataz (Haeberlin et al., 2004) dieron edades entre los  $329.2 \pm 1.4$  Ma (biotita) y  $319 \pm 3.2$  Ma (hornblenda). Las edades U-Pb en zircones del batolito son típicamente más antiguas, variando entre los 338 y 336 Ma (Schaltegger et al., 2006; Witt et al., 2013). Las dataciones U-Pb en zircones de las muestras de intrusiones espacialmente asociadas con el Batolito de Pataz, incluyendo el cuarzo monzonitas y cuarzo sienitas, han dado edades que varían desde los 293 a 332 Ma (Miskovic et al., 2009). Las edades más jóvenes en zircones detríticos de las rocas del Complejo del Maraón y su cobertura del Paleozoico inferior en la región de Pataz, implican que el Complejo del Maraón debe haber sufrido una orogenia posterior a los 470 Ma, y se correlaciona de forma tentativa este evento con el sufrido por el ortogneis de Sitabamba en los 437 Ma, consistente con el evento metamórfico de bajo grado del Ordovícico Superior (435 Ma) inferido para el Complejo del Maraón por Macfarlane (1999) basándose en información de Rb-Sr en roca total. Cualquier evento tectonotermal posterior al Carbonífero en la región de Pataz – Parcoy no fue lo suficientemente caliente para poder resetear el sistema  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotitas.

### 7.1.6 Huánuco – La Unión (Figura 7.1d)

**Cardona et al (2007)** subdividió el Complejo del Marañón en la región de Huánuco - La Unión en cuatro unidades principales. Estas comprenden: (1) un pequeño inlier de gneises en facies de anfibolitas con temperaturas de metamorfismo pico de 590 a 615°C (**Cardona et al., 2007**) intruidas por un granitoide milonitizado.

Las dataciones por U-Pb de anillos de zircones metamórficos de este gneiss dieron una edad de  $484 \pm 12$  Ma mientras que el protolito de los granitoides milonitizados se encuentra bien caracterizado por una edad U-Pb en zircones por método TIMS de  $468 \pm 5$  Ma (**Cardona et al., 2009**). Este inlier se encuentra encerrado dentro de la unidad (2), el cinturón de Esquistos Oriental, el cual comprende esquistos micáceos con intercalaciones esporádicas de metabasitas y rocas calcosilicatadas, con condiciones de P-T calculadas que varían entre los 3 a 5 kbar y 350°-450°C, a 7–10 kbar y 540°-660°C. Rocas máficas y ultramáficas afloran como lentes discontinuos a lo largo de la margen este de este cinturón (**Grandin and Navarro, 1979**). Los zircones detríticos más jóvenes en el Cinturón de Esquistos Oriental se agrupan alrededor de los 465 Ma (**Cardona et al., 2009**) con edades de metamorfismo por  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  y Rb-Sr en muscovitas tan antiguas como 420 Ma (**Cardona et al., 2007**). Las rocas sedimentarias fosilíferas del Carbonífero sobreyacen de forma discordante a los Esquistos Orientales (**Dalmayrac et al., 1988**).

La unidad (3) de **Cardona et al. (2009)** comprende una serie de cuerpos de migmatita aislados espacialmente asociados con algunos granitoides sin deformar dentro del Cinturón de Esquistos Oriental. La datación U-Pb por método SIMS de los anillos metamórficos en zircones (ratios de Th/U <1) de una de estas migmatitas han dado una edad de  $325 \pm 8$  Ma (**Cardona et al., 2009**), mientras que los gneises con granate asociados con los cuerpos bandeados de migmatita de la misma región han dado una isocrona por Sm-Nd en granates de  $295 \pm 13$  Ma (**Cardona, 2006**). Estas dos edades fueron obtenidas de la misma zona donde **Dalmayrac et al. (1988)** reportó una edad U-Pb por intersección inferior correspondiente al Neoproterozoico, del mismo gneiss con granate, demostrando que estas dataciones incurrieron en un error de mezcla de dominios. Las facies de esquistos verdes del Cinturón de Esquistos Occidental (4) se caracterizan por intercalaciones significativas de metabasitas. Las condiciones pico de metamorfismo de 3 – 4 kbar y 350°-400°C fueron documentadas por **Cardona et al. (2007)**. Los zircones detríticos más jóvenes se agrupan en torno a los 320 Ma (**Cardona et al., 2009**), las edades K-Ar en muscovitas se agrupan en los 300 Ma (**Cardona, 2006**), y el cinturón está cubierto por rocas sedimentarias del Pérmico. La información geocronológica de **Cardona et al. (2009)** para la región de Huánuco – La Unión demuestra que el Cinturón de Esquistos Orientales (con zircones detríticos más jóvenes en los 460 Ma, edades

de enfriamiento en micas en los 420 Ma) más seguramente sufrieron deformación durante el Silúrico Inferior, posiblemente contemporáneo con el evento de los 437 Ma en las regiones de Sitabamba y Pataz hacia el norte. Los eventos Famatinianos (480 Ma) también se registran en el pequeño *inlier* de gneises de facies de anfibolitas en el Cinturón de Esquistos Orientales, que también experimentaron un desarrollo aislado de migmatitas de 315 Ma. Este evento de 315 Ma también se registra en el Cinturón de Esquistos Occidental (zircones detríticos más jóvenes en torno a los 320 Ma, y edades de enfriamiento en micas de 300 Ma). Existe un gran rango de edades en la data de enfriamiento por  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  y K-Ar en muscovitas y biotitas de [Cardona \(2006\)](#), con algunas edades tan jóvenes como los 180 Ma, demostrando que este sector de la Cordillera Oriental experimentó eventos tectonotermales en el Mesozoico, o un reseteo parcial del sistema Ar-Ar durante la orogenia Andina del Cenozoico.

#### 7.1.7 Pacococha (Figura 7.1e)

La adamelita de Pacococha intruye al basamento metasedimentario del macizo de Chupán-Huasahuasi de [Mégard \(1978\)](#). Es post-tectónico con respecto a la deformación ductil en el basamento metasedimentario y se encuentra sobreyacido de forma discordante por sedimentos Mississippianos ([Mégard, 1978](#)). No presenta deformación en muestra de mano, pero la biotita magmática está cloritizada de forma pervasiva y el plutón se encuentra prominentemente alineado con una serie de diques básicos verticales que aprovechan las fisuras ([Mégard, 1978](#)). La datación U-Pb por método SIMS sobre zircones dio una edad de concordia de  $474.2 \pm 3.4$  Ma (muestra SU 03-19; [Chew et al., 2007](#)), implicando que la deformación ductil dentro del basamento metasedimentario ocurrió antes de los 474.2 Ma y es más probable que sea Famatiniano (480 Ma) en edad ([Chew et al., 2007](#)). [Mégard \(1978\)](#) reportó una edad K-Ar en biotitas de  $346 \pm 10$  Ma de la adamelita de Pacococha demostrando que cualquier evento tectonotermal post-Carbonífero en el macizo de Chupán-Huasahuasi no fue lo suficientemente caliente para poder resetear el sistema  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotitas.

#### 7.1.8 Tapo (Figura 7.1f)

El macizo ultramáfico de Tapo aflora hacia el este de la ciudad de Tarma, a 40 km al sureste de la adamelita de Pacococha en el macizo de Chupán-Huasahuasi. Es uno de una serie de ocurrencias aisladas de rocas ultramáficas que se encuentran dispersas a lo largo de 300 kilómetros en el rumbo del corredor NNW-SSE desde la región de Huánuco en el norte hasta la región de Tarma ([Castroviejo et al., 2010](#)). Estas rocas ultramáficas se interpretan como una serie de ofiolitas desmembradas con características geoquímicas de dorsal oceánica, o de islas oceánicas ([Castroviejo et al., 2009](#); [Tassinari et al., 2011](#)). El macizo ultramáfico de Tapo fue desplazado sobre las rocas sedimentarias del Carbonífero pertenecientes al Grupo Ambo,

por un mecanismo de falla de cabalgamiento, y el plano de fallamiento basal está afectado por los pliegues Andinos (Castroviejo et al. 2009). La edad del protolito ígneo del macizo ultramáfico de Tapo se ha determinado por dataciones Sm-Nd en roca total (gabros y cromititas) obteniendo una isócrona de  $718 \pm 47$  Ma (Tassinari et al., 2011), la cual se interpreta como la edad de la formación de la corteza oceánica, mientras que los valores de  $\epsilon_{Nd}$  (718 Ma) de +8.0 para las cromititas y +8.4 para el gabro implican que tanto la cromita y la caja de gabro se formaron al mismo tiempo, a partir de la misma fuente de magma empobrecido. Willner et al (2014) calculó condiciones de presión muy altas (11 – 13 kbar a 500 - 540°C) para las anfibolitas de granate dentro del macizo ultramáfico de Tapo usando una aproximación de pseudosección de P-T, la cual contrasta con las condiciones de  $2.5 \pm 0.5$  kbar, y  $320 \pm 20$  °C en las filitas adyacentes y los esquistos verdes del basamento metasedimentario del macizo. Una isócrona de Sm-Nd en roca total en minerales de granate y clorita de  $465 \pm 24$  Ma a partir de una rodingita del Macizo Ultramáfico de Tapo se interpreta como el registro de un pulso de fluidos hacia el cuerpo ultramáfico a través de las zonas de cizalla mayores durante el pico de metamorfismo (Willner et al., 2014), y esta edad se encuentra dentro del error de la edad K/Ar en anfíbol de  $448 \pm 26$  Ma reportada por Tassinari et al. (2011). El metamorfismo de alta presión indica que el cuerpo ofiolítico fue subductado en un margen convergente o sumergido en una zona de colisión durante el ciclo orogénico Famatiniano (Willner et al., 2014).

### 7.1.9 Transecto Tarma – La Merced (Figura 7.1g)

El macizo de Maraynioc-Marairazo está comprendido por esquistos y paragneises deformados, cortados por un conjunto de rocas intrusivas pre a post-tectónicas (Mégard et al., 1978; Chew et al., 2007) con abundante desarrollo de migmatitas sin-tectónicas y fundidos anatéticos. El granito de Huacapistana (Sin-d2, muestra SU 03-21) y los paragneises migmáticos syn-D2 en el basamento metasedimentario (muestra SU-03-24) dieron una edad U-Pb por método SIMS en zircones de  $310.1 \pm 2.3$  Ma y  $312.9 \pm 3.0$  Ma (Chew et al., 2007). La edad de este evento tectonotermal de finales del Carbonífero (312 Ma) se corrobora gracias a las dataciones U-Pb por método TIMS sobre zircones de los plutones sin deformar, de  $325.43 \pm 0.57$  Ma (la fuertemente foliada adamelita de Huayunilloc, muestra SU 03-20, Chew et al., 2007) y los plutones completamente sin deformar a los  $307.05 \pm 0.65$  Ma (Granito de Utcuyacu, muestra SU 03-22, Chew et al., 2007). El granito de Utcuyacu es un monzogranito no deformado que corta a todas las fabricas en el basamento metasedimentario y fue originalmente mapeado como Andino (Cretáceo a Neógeno) en edad (Mégard, 1978). La datación por U-Pb mediante LA-ICPMS de los núcleos de los zircones heredados en el Granito anatético de Huacapistana (SU 03-21) y los paragneisses migmáticos (SU 03-24) dieron edades que varían entre los 500



y 340 Ma, demostrando que el protolito sedimentario fue de edad Carbonífero, y no puede haber experimentado la orogenia Famatiniana (480 Ma), o la Oclógica (435 Ma). Un esquistito de granate y biotita del basamento metasedimentario (muestra SU 03-25) dio condiciones de presión y temperatura de 600°C y 11 kbar y una edad de  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotita de  $204.2 \pm 0.8$  Ma. (Chew et al., 2005). La adamelita de Huayunilloc, con 325 Ma (muestra SU 03-20) y el granito anatócnico de Huacapistana (SU 03-21) dieron edades U-Pb en apatitos por intersección inferior en el diagrama de Tera-Wasserburg de  $15 \pm 12$  Ma (Figura 6.5D) y  $363 \pm 44$  Ma (Figura 6.5E) respectivamente. Esto implica que los eventos tectonotermales posteriores al Carbonífero en el macizo de Maraynioc-Marairazo fueron lo suficientemente calientes para resetear el sistema  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en biotitas, pero no el sistema U-Pb en apatitos.

## 7.2 Evolución Proto-andina de la Cordillera Oriental del Perú

### 7.2.1 Evolución pre-Fanerozoico

No se han identificado afloramientos de basamentos más antiguos que el Mesoproterozoico Superior (1200 a 1000 Ma) en la Cordillera Oriental Peruana. Afloramientos aislados del Mesoproterozoico Superior han sido identificados por Miskovic et al. (2009) y en este estudio comprenden granitoides foliados que afloran entre los 12°S y 11°S. La historia tectónica de los *inliers* del basamento Mesoproterozoico en todas partes de los Andes del Norte (por ejemplo, el Macizo de Garzón, Macizo de Santa Marta, Península de Guajira y el Macizo de Santander en Colombia) claramente demuestra la presencia de un cinturón orogénico desmembrado, de edad "Greenvilliana" en los Andes del Norte. A pesar que la tectónica del Fanerozoico puede haber redistribuido algunos de los terrenos del basamento, particularmente en Colombia, son todavía vistos como dominios para-autóctonos que han permanecido en proximidad a la margen de Amazonia (Cardona et al. 2010; Chew et al., 2011), y se observa un escenario similar para el basamento Mesoproterozoico Superior en la Cordillera Oriental Peruana.

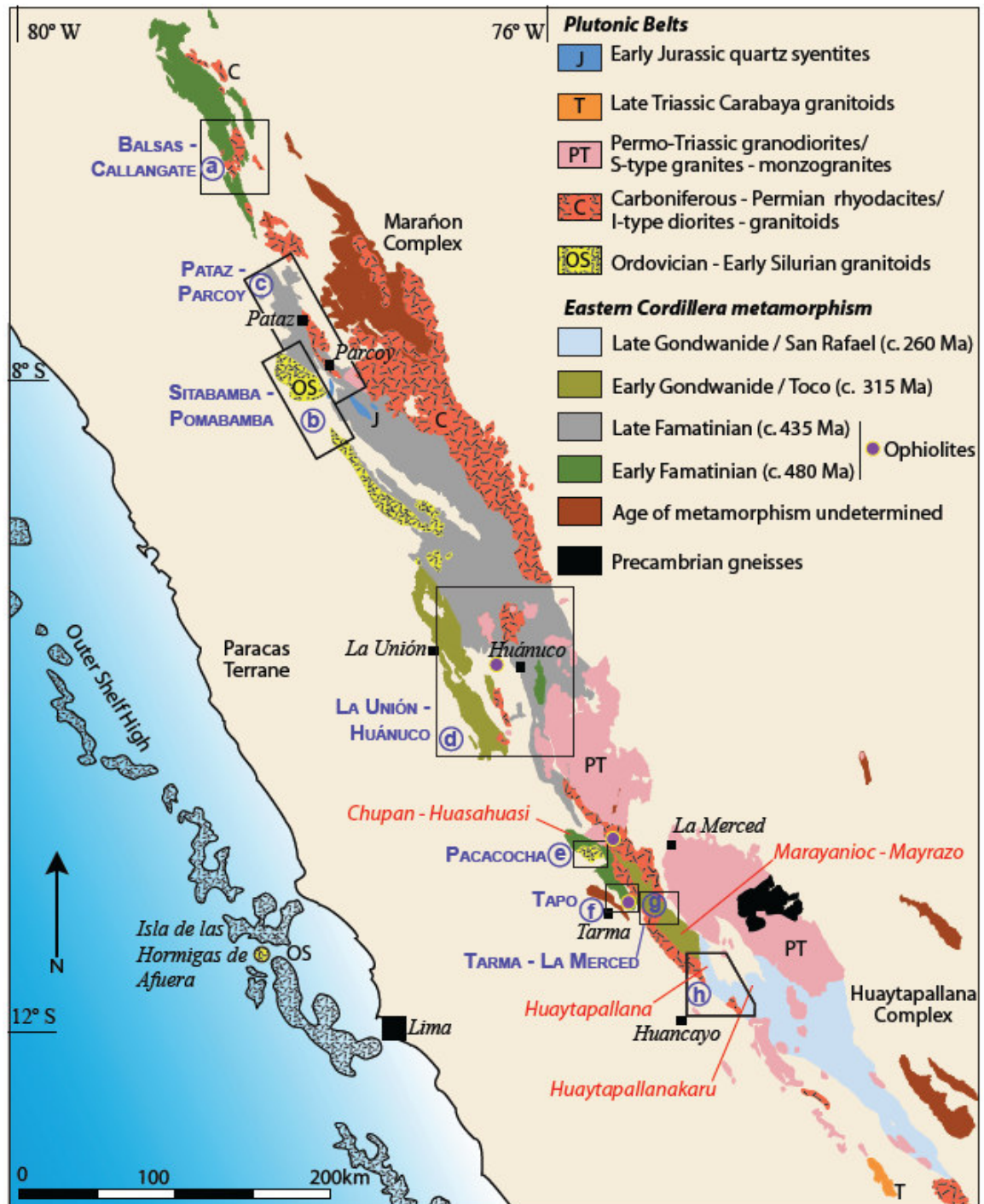
Existe poca evidencia de la margen occidental de Gondwana, para el magmatismo ocurrido durante el Neoproterozoico. Se ha documentado un plutonismo tipo-A (775-690 Ma) en la Cordillera Oriental del Perú (Miskovic et al., 2009) mientras que un magmatismo extensional juvenil (diques dacíticos) han sido datados en los  $635 \pm 4$  Ma en el Basamento de Antofalla al Norte de Chile (Loewy et al. 2004). Tassinari et al. (2011) atribuyen la formación del protolito ígneo del macizo ultramáfico de Tapo a las primeras etapas de la ruptura de Rodinia, y la formación de la litósfera oceánica de la margen Proto-Andina hace 720 Ma. La extensión a finales del Neoproterozoico del Basamento de Antofalla probablemente resultó en su despegue parcial del continente, el cual fuera subsecuentemente re-acretado durante la orogenia Famatiniana del Paleozoico Inferior (Loewy et al., 2004; Ramos, 2008), a pesar que se ha

demonstrado que la sutura colisional inferida en la Puna Argentina es de edad pre-Famatiniana (Zimmermann et al., 2014).

La edad Neoproterozoica previamente asignada al metamorfismo del Complejo Mara  n (Dalmayrac et al., 1980) ahora se considera como el resultado sin resolver de una herencia múltiple de fracciones de zircones sin tratamiento de abrasión (Chew et al., 2007). Sin embargo, la datación por U-Pb en zircones detríticos de las secuencias sedimentarias autóctonas del Neoproterozoico a las del Fanerozoico temprano, de los segmentos norte y centro de la margen occidental de Gondwana, rinden un pico mayor en los 550-650 Ma (Chew et al., 2008). Estos autores sugirieron que la fuente de estos detritos puede ser un arco magmático Neoproterozoico enterrado por debajo del actual antepaís Andino. Por al menos 530 Ma, segmentos de la margen occidental de Gondwana fueron claramente una margen destructiva (la sobreposición del plutonismo relacionado a la subducción en las Sierras Pampeanas, Rapela et al., 1998). Al discutir la evolución Paleozoica de la Cordillera Oriental Peruana más adelante, se emplea la terminología de los ciclos orogénicos Paleozoicos y fases magmáticas en los Andes, que han sido bien establecidas y documentadas en Argentina y Chile.

### 7.2.2 Metamorfismo Famatiniano Temprano (480 Ma)

El magmatismo y metamorfismo Famatiniano del Norte de Argentina (Pankhurst et al., 1998) es ampliamente contemporáneo con el tiempo de metamorfismo y magmatismo documentado en los sectores de Balsas-Callangate (Figura 7.1a), La Unión-Huánuco (Figura 7.1d) y Pacococha-Tapo (Figura 7.1e, Figura 7.1f) de la Cordillera Oriental Peruana (Chew et al., 2007; Miskovic et al., 2009). En los sectores de Balsas-Callangate y La Unión-Huánuco, las unidades se caracterizan por ser rocas de grado metamórfico alto (paragneises con abundante desarrollo de leucosoma en Balsas-Callangate; ortogneises cortados por granitoides milonitizados en La Unión-Huánuco). En el sector de Pacococha – Tapo, las temperaturas pico de metamorfismo no resultaron en anatexia, pero la información de presión y temperatura, además de datos geológicos en el macizo ultramáfico de Tapo, indican que este relicto ofiolítico fue subductado en una margen convergente o sumergido en una zona de colisión durante el ciclo orogénico Famatiniano (Willner et al., 2014), contemporáneo con el anclaje del terreno de Paracas (Ramos, 2008; Miskovic et al., 2009) el cual será discutido posteriormente. Una prueba clave de diagnóstico para identificar las secuencias metasedimentarias que han experimentado un evento tectonomagm tico Famatiniano en la margen Proto-Andina es la presencia o ausencia de picos Famatinianos en su espectro de zircones detríticos, ya que los remanentes de esta edad son abundantes en las unidades sedimentarias y metasedimentarias post-Ordovícicas en el norte y centro de los Andes (Chew et al., 2008).

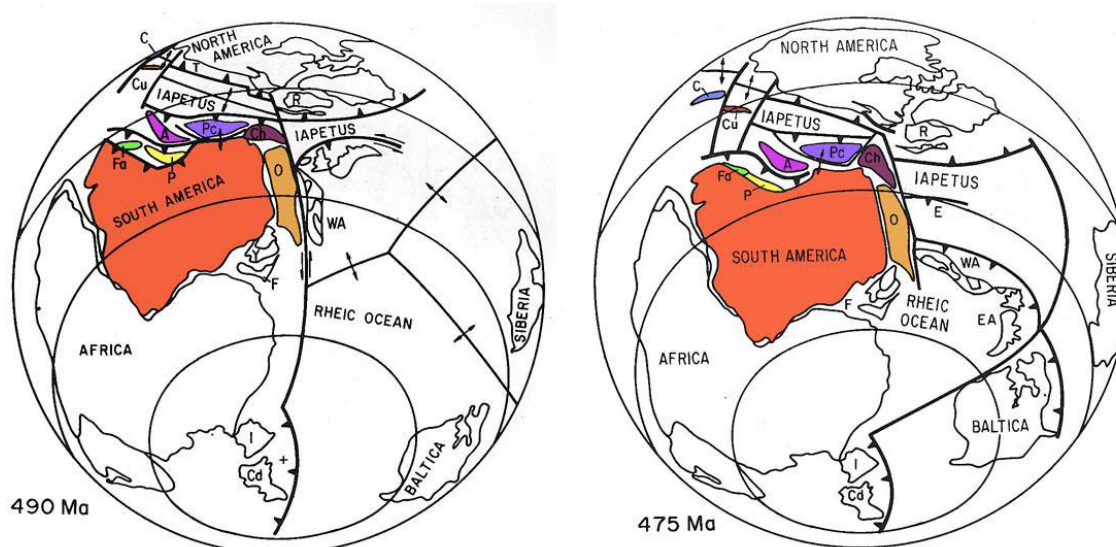


**Figura 7.1.** Mapa Geológico de la Cordillera Oriental del Perú, basado en la **Figura 1.1B**. La edad de los eventos metamórficos mayores se basa en la data geocronológica de [Chew et al. \(2007\)](#) (Cajas A, B, C, E y F), [Cardona \(2006, 2007\)](#) y [Cardona et al. \(2009\)](#) (Caja D), [Castroviejo et al. \(2009\)](#), [Tassinari et al. \(2011\)](#) y [Willner et al. \(2014\)](#) (Caja F), y este estudio (Caja H). La localización de las rocas ultramáficas ophiolíticas han sido tomadas de [Castroviejo et al. \(2010\)](#). La interpolación de las edades del pico de metamorfismo entre estas áreas de estudio es especulativa. Los nombres de los inliers metasedimentarios del basamento (o macizos) de la Cordillera Oriental al sur del paralelo 11°S se resaltan en color rojo y siguen la descripción de [Mégard \(1978\)](#). **Fuente: Elaboración propia**

La causa del Metamorfismo Famatiniano en la Cordillera Oriental resultaba ser controversial en el pasado. En la misma latitud que la Cordillera Oriental, la ausencia de un basamento siálico por debajo de la Cordillera Occidental Peruana se ha inferido desde al menos el Cretáceo Medio basándose en intrusivos del Batolito de la Costa y de la Cordillera Blanca al norte del Perú (extremadamente primitivos en cuanto a su composición isotópica), una corteza predominantemente máfica infrayacente con una densidad promedio de hasta 3.0 g/cm<sup>3</sup> y una total ausencia de herencia de zircones (Polliand et al., 2005; de Haller et al., 2006). Chew et al., (2007) infirió que la disposición del metamorfismo Ordovícico temprano a medio, y el arco magmático asociado con el que se le identifica en las porciones norte y centro de la Cordillera Oriental del Perú, fue relacionado a la presencia de un “embayment” original en el Oeste de la margen de Gondwana durante inicios del Paleozoico. Esto fue sugerido para poder explicar la actual distancia de 400 km desde la fosa actual hacia el frente magmático Ordovícico, lo cual indicaría que al menos 100 km de corteza han sido eliminados por una subsecuente erosión por subducción en la margen (von Huene y Scholl, 1991), y un acortamiento de al menos 175 km tiene que haber tenido lugar (Ramos, 2008). Ramos (2008) propuso una hipótesis alternativa, en la que la Cordillera Occidental estaría infrayacida por un bloque de basamento continental (por ejemplo, sialico), el terreno para-autóctono de Paracas, el cual habría colisionado durante el Ordovícico Temprano contra la margen de Gondwana causando el metamorfismo Famatiniano y el desarrollo del arco magmático asociado. Se infiere que el terreno de Paracas se separó del micro-continente de Arequipa-Antofalla a lo largo de la falla que define el límite norte del bloque de Arequipa-Antofalla (Miskovic et al., 2009). Ramos considera que el basamento siálico en la plataforma de offshore del Perú Central, llamado el Alto de Paracas en la plataforma continental (Ramos y Aleman, 2000) representa una porción del terreno de Paracas. La plataforma continental alta está expuesta en las Islas de Las Hormigas de Afuera (Figura 1, Figura 7.1), y la geocronología de U-Pb en zircones por método SIMS demostró que representa un bloque del basamento continental (predominantemente gneises de alto grado con presencia de hiperstena) de edad Famatiniana (467.9 ± 4.5 Ma, Romero et al., 2013), contemporáneo con el batolito de San Nicolás (proveniente de un arco magmático de edad 475-465 Ma), localizado en el Basamento de Arequipa en el sur del Perú (Mukasa and Henry, 1990; Loewy et al., 2004). El origen colisional para el terreno de Paracas contra la margen occidental de Gondwana se encuentra también soportado por el reconocimiento de una sutura ofiolítica dentro de la margen occidental del Complejo del Maraón por Castroviejo et al., (2009. 2010) y Tassinari et al., (2011), y el reconocimiento de condiciones de metamorfismo de alta presión de edad Famatiniana en el Macizo Ultramáfico de Tapo (Willner et al., 2014). La densa e isotópicamente juvenil corteza que infrayace a la Cordillera Occidental se ha reconocido como el terreno de Paracas (Ramos, 2008, 2010;



Romero et al, 2013) en base a las evidencias de la cuenca de intra-arco cretácea de Huarney, con lo que la Cordillera Occidental habría desarrollado una atenuación de la corteza siálica pre-existente y la correspondiente erupción de granves volúmenes de rocas ígneas máficas isotópicamente juveniles (Mpodozis and Ramos, 1989).



**Figura 7.2:** Reconstrucción paleogeográfica para el Ordovícico Temprano (490 Ma, izquierda) y para el Ordovícico Temprano a medio (475 Ma, derecha). Los microcontinentes, A: Arequipa-Antofalla; Fa: Famatina; P: Puna; C: Chilenia; Cu: Cuyania-Precordillera; O: Oaxaquia; Ch: Chortis, y Pc: Paracas. Fuente: Modificado de [Keppie and Ramos \(1999\)](#).

### 7.2.3 Metamorfismo Famatiniano Tardío (435 Ma)

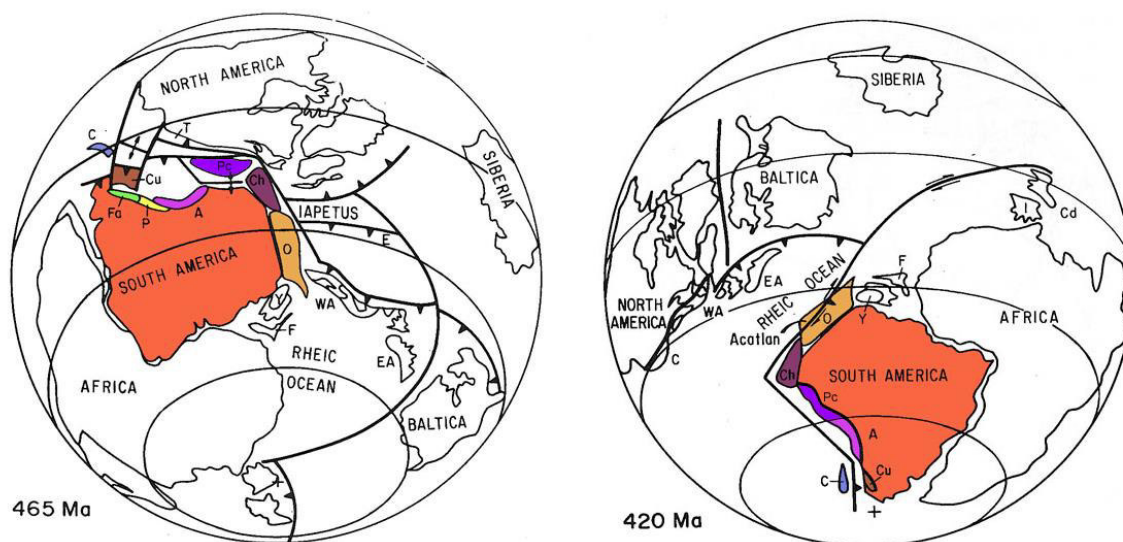
El metamorfismo de alto grado ocurrido hace 435 Ma (Famatiniano Tardío) es más evidente en el ortogneis de Sitabamba – Pomabamba (**Figura 7.1b**). En las rocas metasedimentarias, este evento orogénico del Famatiniano Tardío puede ser distinguido temporalmente del metamorfismo Famatiniano Temprano (480 Ma) por la presencia de picos Famatinianos en su espectro de zircones detríticos, y discriminado de la orogénesis Gondwánica Temprana (315 Ma) cuando está sobreyacido por rocas sedimentarias del Carbonífero como el Grupo Ambo del Mississippiano. Basado en su espectro de zircones detríticos, las rocas del Complejo del Maraón y las de su cobertura del Paleozoico inferior en la región de Pataz-Parcoy (**Figura 7.1c**) han sufrido una orogenia posterior a los 470 Ma, la cual puede ser tentativamente correlacionada con el evento sucedido hace 437 Ma, experimentado por el ortogneis de Sitabamba-Pomabamba.

De forma similar que en el sector de Huánuco-La Unión (**Figura 7.1d**), el cinturón de esquistos oriental ha sufrido un metamorfismo posterior a los 465 Ma, con edades Rb-Sr y  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  para el metamorfismo en muscovitas tan antiguas como 420 Ma. El Magmatismo en el Famatiniano Tardío se encuentra algo restringido, e incluye al protolito de granodiorita de 442 Ma del

ortogneis de Sitabamba-Pomabamba, un granito de feldespato alcalino ( $446.5 \pm 9.7$  Ma) de la margen este del batolito de Cuzco (Miskovic et al., 2009) y los (posiblemente comagmáticos) volcánicos calcoalcalinos de la Formación Ollantaytambo (Bahlburg et al., 2006). Se considera aquí que este evento es aquel que marca el último episodio orogénico del ciclo Fanerozoico Temprano en este segmento de la margen Proto-Andina. En este sentido se puede considerar equivalente (si no ligeramente más joven) que el cinturón orogénico Oclóyico del Ordovícico Superior (Ramos, 1986; Bahlburg y Hervé, 1997). En la Puna del noroeste argentino, el plegamiento durante la orogenia Oclóyica es anterior al magmatismo de la Faja Eruptiva, el cual se restringe a los 444 Ma (Bahlburg et al., en revisión). Los plutones de la Faja Eruptiva intruyen en un régimen sinistral después de que la fase principal de plegamiento de la Orogenia Oclóyica haya deformado a las cuencas Ordovicianas de la Puna y de la Cordillera Oriental. (Bahlburg et al., en revisión) vincula la orogenia Oclóyica a los movimientos compresionales dentro del orógeno acrecional de *Terra Australis*, de inicios del Paleozoico (Cawood, 2005).

#### 7.2.4 Silúrico Superior – Carbonífero Inferior (420 – 325 Ma)

Los Andes Centrales y Sur entre los paralelos 4°S y 30°S, y posiblemente más al sur de los 42°S, no tiene registros de subducción o magmatismo de arco durante el Devónico y Carbonífero Inferior (Bahlburg and Hervé, 1997; Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009; Bahlburg, 2009; Pankhurst et al., 2016), y la margen debió comportarse de forma pasiva (Bahlburg and Hervé, 1997; Cawood, 2005).

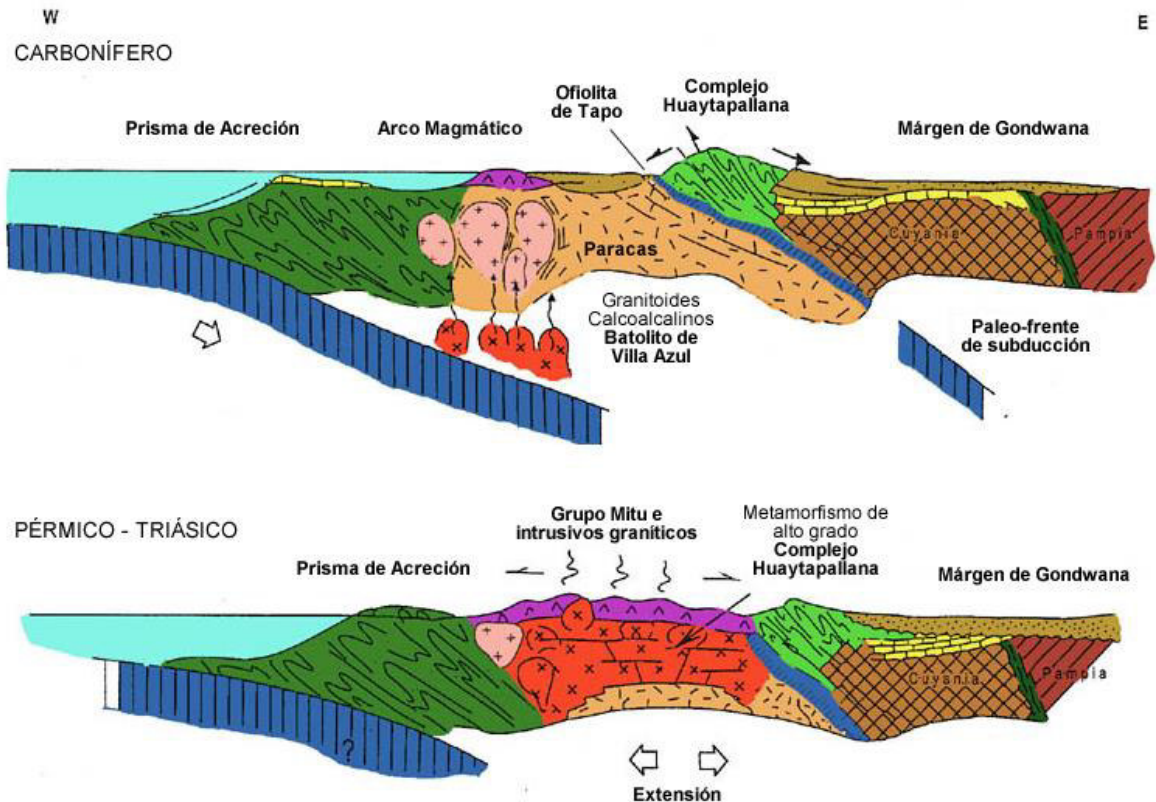


**Figura 7.4:** Reconstrucción paleogeográfica para el Ordovícico Medio (465 Ma, izquierda) y para el Silúrico superior (final de la Orogenia Famatiniana) (420 Ma, derecha). Los microcontinentes, A: Arequipa-Antofalla; Fa: Famatina; P: Puna; C: Chilenia; Cu: Cuyania-Precordillera; O: Oaxaquia; Ch: Chortis, y Pc: Paracas. **Fuente:** Modificado de Keppie and Ramos (1999).

### 7.2.5 Metamorfismo Gondwánide Temprano (315 Ma)

Siguiendo esta fase de sedimentación en margen pasiva en el Occidente de Gondwana, un arco magmático continental se formó a mediados del Carbonífero (Cawood and Buchan, 2007), tal como lo indica la intrusión de batolitos en la Cordillera Frontal Chilena (Mpodozis and Kay, 1992) y el emplazamiento de batolitos granodioríticos y graníticos calcoalcalinos compuestos de hornblenda y biotita, por más de 1200 km en el rumbo de la Cordillera Oriental del Perú (Miskovic et al., 2009). Las firmas geoquímicas con empobrecimiento de elementos HFS, firmas isotópicas maduras y la presencia de xenolitos de la corteza superior sugieren que estos granitoides de la Cordillera Oriental Peruana representan magmas provenientes de un arco que asimiló en gran parte rocas del basamento (Macfarlane et al., 1999). El cambio de esta margen a una subducción activa marca el inicio de la Orogenia Gondwánide pan-Pacífica, una fase terminal de la Orogenia Terra Australis de Cawood (2005).

El metamorfismo gondwánide temprano (315 Ma) se puede reconocer en los sectores de la Cordillera Oriental en la región de Huánuco – La Unión (Figura 7.1d) y en el transecto de Tarma – La Merced (Figura 7.1g). El metamorfismo de alto grado correspondiente a la Orogenia Gondwánide Temprana cerca a Huánuco se encuentra restringida al desarrollo aislado de las migmatitas de edad 315 Ma en el Cinturón de Esquistos Oriental, el cual ha experimentado predominantemente un metamorfismo Famatiniano Tardío. El Cinturón de Esquistos Occidental ha experimentado un metamorfismo Gondwánide Temprano de bajo grado, en base a la presencia de zircones detríticos tan jóvenes como los 320 Ma, y edades de enfriamiento en micas tan antiguas como 300 Ma. En el transecto de Tarma – La Merced (Figura 7.1g), el metamorfismo Gondwánide de alto grado (315 Ma) se puede reconocer en las migmatitas syn-D2 a lo largo del Macizo de Maraynioc-Marairazo del Complejo Huaytapallana, y se puede confirmar por geocronología de los plutones pre y post- Carbonífero. Este evento Gondwánide Temprano se traslapa con una corta brecha en el magmatismo de la Cordillera Oriental del Perú (de aproximadamente 5 Ma) la cual se atribuye a una geometría temporal de subducción de flat-slab (Miskovic et al. 2009), y la edad del evento tectónico de Toco, de alta presión y baja temperatura, que plegó las turbiditas de Sierra del Tigre en el Norte de Chile (Bahlburg and Breitzkreuz, 1991), cuyo limite superior de edad lo provee el emplazamiento de plutones entre los 310 y 290 Ma en las turbiditas plegadas (Bahlburg and Hervé, 1997).



**Figura 7.5:** Sección geológica que esquematiza la reconstrucción de los eventos tectónicos que dieron lugar al metamorfismo de alto grado del Complejo Huaytapallana, en base a los resultados de geocronología de U-Pb del presente estudio. **Arriba:** Corte geológico para el Carbonífero, el esquema tectónico corresponde a un arco magmático continental activo, que dio lugar a la intrusión de granitoides calcoalcalinos (Batolito de Villa Azul), y el cierre del paleo-frente de subducción habría generado el metamorfismo de mediana presión y temperatura en el Complejo Huaytapallana. **Abajo:** Corte geológico para el Pérmico-Triásico, correspondiendo con la orogenia Gondwánide Temprana identificada en la presente tesis. El esquema tectónico corresponde a un régimen extensional, en el que se desarrollaría el vulcanismo y magmatismo asociado al Grupo Mitu, y el metamorfismo de alto grado registrado en el Complejo Huaytapallana. **Fuente:** Elaboración propia a partir de esquema original de [Mpodozis y Ramos \(1990\)](#).

### 7.2.6 Metamorfismo Gondwánide Tardío (260 Ma)

El periodo desde finales del Pérmico hasta inicios del Triásico para la Orogenia Gondwánide en el Perú vio el emplazamiento de granitos ricos en sílice, composicionalmente restringidos, ligeramente dentro del arco Carbonífero, con un pico en los 235-240 Ma ([Miskovic et al., 2009](#)). El pico magmático es ampliamente contemporáneo con una fase de extensión y la formación de los epiclásticos continentales del Grupo Mitu ([Mégard, 1978](#)). La datación de U-Pb en zircones detríticos en los horizontes sedimentarios restringen la edad del Grupo Mitu a los 240 – 217 Ma ([Spikings et al., 2016](#)), correspondiendo a una sedimentación que tuvo lugar desde el Triásico Medio – Ladiniano, hasta el Triásico Superior – Noriano.



El metamorfismo Gondwánide Tardío (260 Ma) en la Cordillera Oriental del Perú ha sido documentado por primera vez en este estudio, y ha sido solo identificado en el Complejo Huaytapallana (en la porción sur del Macizo de Maraynioc-Marairazo, el Macizo de Huaytapallana, y la parte norte del Macizo de Huaytapallanakaru). Este evento metamórfico de alto grado es contemporáneo con la fase de deformación del Pérmico Tardío (Orogenia de Jurua), la cual trunca al Grupo Copacabana por debajo del Grupo Mitu (Rosas et al., 2007). Todo el magmatismo en este sector es pre- a syn-tectónico con respecto al pico de metamorfismo regional en los 260 Ma (Gondwánide Tardío), y varía entre los 300 y los 260 Ma. El tiempo para el metamorfismo de alto grado, y el desarrollo de leucosoma en los paragneises de alto grado del Complejo Huaytapallana se restringe en los 260 Ma por dataciones de U-Pb y Th-Pb en monacitas, y dataciones de U-Pb en anillos de recrecimiento de zircones encontrados en el leucosoma, lo cual es consistente con el crecimiento de rutilo metamórfico en los 255 Ma en los esquistos y psammitas de bajo grado metamórfico al sur.

La mayor parte de la información de U-Pb en apatitos (de 260 Ma a 230 Ma) en todas las unidades es compatible con el enfriamiento a partir del pico de metamorfismo en los 260 Ma. El metamorfismo Gondwánide Tardío en la Cordillera Oriental Peruana es ampliamente contemporáneo con la orogenia de San Rafael del Pérmico medio (Bahlburg and Hervé, 1997; Ramos, 2000). El evento de San Rafael está marcado por un intenso plegamiento y fallamiento, que resulta en una discordancia angular pronunciada entre el Carbonífero Superior y las turbiditas del Pérmico Inferior, y los volcánicos Permo-Triásicos de Choiyoi en Argentina y Chile (Kay et al., 1989; Ramos, 2000; Ramos and Aleman, 2000).

#### 7.2.7 Origen del metamorfismo Gondwánide en la Cordillera Oriental del Perú

Durante las etapas finales del ensamblaje del supercontinente de Pangea (320 – 250 Ma; Cawood y Buchan, 2007) una gran reorganización de los límites de placa tuvo lugar por una orogenia regional (la Orogenia Gondwánide entre los 305 a los 230 Ma) afectando a la totalidad de la margen Pacífica de Pangea. Esto marca la etapa final en la Orogenia de Terra Australis del Neoproterozoico a Paleozoico Superior de Cawood (2005). Representa una orogenia acrecional en una margen de placa, que en la ausencia de bloques tectónicos colisionantes durante la subducción y convergencia de placas, debe de haber estado dirigido por uniones a lo largo de los límites de placa (Cawood y Buchan, 2007). Los mecanismos posibles para este incremento de uniones dentro de los orógenos acrecionales incluyen la subducción de la litosfera oceánica flotante (resultando en una subducción de *flat-slab*), la acreción de terrenos o la reorganización tectónica de las placas. La subducción de *flat-slab* se cree que es un mecanismo poco posible para la deformación Gondwánide en la margen Proto-Andina ya que resultaría en rocas ígneas de composición adakítica, un cese en la actividad ígnea en el arco

establecido, y una acreción de mesetas oceánicas (Cawood y Buchan, 2007). Este fenómeno no se observa en la margen Occidental de Gondwana; tampoco hay evidencia para la acreción de terrenos durante el Carbonífero y Pérmico hacia afueras de la Cordillera Oriental Peruana. En contraste, la reorganización de placas tectónicas puede resultar en rápidos incrementos en el movimiento absoluto de las placas sobreyacentes, resultando en orogénesis que afecta la longitud del límite entre el orógeno y la placa al mismo tiempo. Puede por tanto distinguirse de los efectos de la subducción de flat-slab o la acreción de terrenos al correlacionar el tiempo de los eventos tectónicos a lo largo de la margen, y, además, ser coetáneo a eventos tectónicos alrededor del mundo que pueden haber llevado a una reorganización de placas (Cawood y Buchan, 2007).

Los orógenos acrecionales pueden romperse en dos miembros finales: *orógenos de retirada*, los cuales pueden sufrir extensión en respuesta a la retirada de la placa inferior, resultando en una acreción de antearco y la apertura de cuencas de trasarco; y los *orógenos de avance*, los cuales se desarrollan cuando la placa sobreyacente avanza hacia la placa inferior, resultando en una acreción de arcos, un plegamiento de retro-arco, y cinturones plegados y corridos (Cawood y Buchan, 2007). El modo de convergencia de placas puede cambiar entre un orógeno de avance y uno de retirada, un proceso que parece estar íntimamente relacionado a la orogénesis acrecional (Collins, 2002). Este proceso está documentado en la Cordillera Oriental del Perú, donde existe un cambio entre los granitoides del Carbonífero, (provenientes de arco, calcoalcalinos, de altos valores LILE/HSFE, sinorogénicos), a granitos de feldespato alcalino (con altos valores de Th y Rb, sin un importante agotamiento de HFSE), del Pérmico superior a Triásico superior (Miskovic et al., 2009). Este pulso magmático de 60 Ma de duración se formó por la fusión por descompresión asociada al adelgazamiento cortical y tuvo su pico en los 235-240 Ma, contemporáneo con la formación de los epiclásticos continentales de syn-rift del Grupo Mitu (Miskovic et al., 2009), la cual se restringe a los 240 a 217 Ma (Spikings et al., in press). Este estudio demuestra que, en el pulso magmático de inicios del Pérmico Tardío al Tríasico Tardío hubo una fase de metamorfismo de alto grado hace 260 Ma, y el desarrollo de leucosoma, en el sur de la Cordillera Oriental Peruana. El origen del ciclo orogénico Gondwánide a lo largo de la margen Proto-Andina es entonces mejor explicado por cambios en la reorganización de placas tectónicas (Ramos, 1988) a lo largo de un orógeno acrecional que sufrió fases de avance y retroceso, resultando en pulsos magmáticos y fases orogénicas como la Gondwánide Temprana (o Evento Toco) de finales del Carbonífero, y la Gondwánide Tardía (o evento San Rafael) del Pérmico Medio, las cuales pueden correlacionarse a lo largo del límite de placas.

# Conclusiones

- El Complejo Huaytapallana, al este de Huancayo, se puede considerar como una secuencia metasedimentaria (cuyas edades máximas de deposición oscilan entre los 750 y 470 Ma para las dos psammitas muestreadas) que fue posiblemente depositada sobre el basamento Mesoproterozoico Superior.
- La edad del metamorfismo de alto grado y el desarrollo de leucosoma en los paragneises de alto grado metamórfico del Complejo Huaytapallana se restringe a los 260 Ma por dataciones de U-Pb y Th-Pb en monacitas, y dataciones de U-Pb en anillos de recrecimiento de zircones extraídos de las muestras de leucosoma, dato que es consistente con la edad de crecimiento de rutilos, de 255 Ma, en los esquistos y psammitas de bajo grado metamórfico en el sur.
- La mayoría de la información de U-Pb en apatitos (entre los 260 y los 230 Ma) en todas las unidades, es compatible con el enfriamiento a partir del pico de metamorfismo de los 260 Ma.
- La geocronología de U-Pb en zircones de los plutones pre-tectónicos dan edades que varían entre los 302 y los 260 Ma.
- Esta es la primera ocurrencia documentada de un metamorfismo en los 260 Ma en este sector de la margen Proto-Andina, y una síntesis regional de las restricciones geocronológicas de la Cordillera Oriental del Perú demuestra que la margen ha experimentado una historia orogénica policíclica.
- La historia tectonotermal del Paleozoico en la Cordillera Oriental Peruana puede subdividirse en dos fases de metamorfismo y magmatismo en los 480 Ma (Famatiniano Temprano) y los 435 Ma (Famatiniano Tardío), seguido de una pausa en el magmatismo y metamorfismo ocurrida entre el Silúrico Superior y el Carbonífero Inferior (420 a 350 Ma).
- Posteriormente, dos fases de magmatismo y metamorfismo en el Paleozoico Superior ocurrieron en los 315 Ma (Gondwánide Temprana) y los 260 Ma (Gondwánide Tardía), y se encuentra mejor desarrollada en las porciones central y sur de la Cordillera Oriental Peruana.
- Estos eventos corresponden a los ciclos orogénicos Famatiniano y Gondwánide que pueden correlacionarse en la margen Proto-Andina de Argentina y Chile, y por tanto tienen una extensión regional.
- La evolución de la margen Proto-Andina es mejor explicada como cambios en la reorganización de las placas tectónicas en un orógeno acrecional que tuvo presencia a lo largo de todo el Paleozoico, y que sufrió diversas fases de avance y retroceso, resultando en pulsos magmáticos fases orogénicas que pueden ser correlacionadas a lo largo del límite de placas.

# Recomendaciones

Los estudios geocronológicos de los Andes Peruanos no pueden detenerse. Las técnicas de datación radiométrica se encuentran en consante evolución, mejorando progresivamente la exactitud y precisión de los resultados, permitiendo realizar nuevas e importantes interpretaciones que permiten mejorar la comprensión de diversos fenómenos geológicos, algo que anteriormente no se hubiese podido lograr.

Se recomienda, tras la finalización de este trabajo, incrementar la densidad de la base de datos de resultados geocronológicos de la Cordillera Oriental Peruana, específicamene en la zona sur del país. La inexistencia de datos geocronológicos en estos sectores no permite evaluar correctamente la extensión de la Orogenia Gondwánide reconocida en el presente estudio.

Como recomendación final, deben reformularse las dataciones de muchas unidades intrusivas y metamórficas que han sido datadas por métodos que no permiten la discriminación de dominios de edades, reportando resultados distorsionados que no reflejan ni la verdadera edad de emplazamiento de los cuerpos ígneos, ni los eventos tectonotermales que ocasionaron las muy diversas fases de deformación y metamorfismo reconocidas en el centro y norte del Perú.



# Referencias Bibliográficas

1. Aleinikoff, J.N., Schenck, W.S., Plank, M.O., Srogi, L., Fanning, C.M., Kamo, S.L., Bosbyshell, H., (2006) [Deciphering igneous and metamorphic events in highgrade rocks of the Wilmington Complex, Delaware: morphology, cathodoluminescence and backscattered electron zoning, and SHRIMP U-Pb geochronology of zircon and monazite. GSA Bull. 118, 39-64.](#)
2. Aleinikoff JN, Wintsch RP, Fanning CM, and Dorais MJ (2002) [U-Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastonbury Complex, Connecticut, USA: An integrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. Chemical Geology 188: 125-147.](#)
3. Albarède, F. (2009) Geochemistry, An Introduction. Cambridge University Press
4. Amelin Y. (2009) [Sm-Nd and U-Pb systematics of single titanite grains. Chemical Geology 261: 53-61.](#)
5. Amelin Y, Connelly J, Zartman RE, Chen JH, Gopel C, and Neymark LA (2009) [Modern U-Pb chronometry of meteorites: Advancing to higher time resolution reveals new problems. Geochimica et Cosmochimica Acta 73: 5212-5223.](#)
6. Amelin Y and Davis WJ (2006) [Isotopic analysis of lead in sub-nanogram quantities by TIMS using a 202Pb-205Pb spike. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 21: 1053-1061.](#)
7. Amelin Y, Kaltenbach A, Iizuka T, et al. (2010) [U-Pb chronology of the Solar System's oldest solids with variable 238U/235U. Earth and Planetary Science Letters 300: 343-350.](#)
8. Amelin Y, Lee D-C, Halliday AN, and Pidgeon RT (1999) [Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. Nature 399: 252-255.](#)
9. Amelin Y and Zaitsev AN (2002) [Precise geochronology of phoscorites and carbonatites: The critical role of U-series disequilibrium in age interpretations. Geochimica et Cosmochimica Acta 66: 2399-2419.](#)
10. Ancykiewicz R, Oberli F, Burg JP, Villa IM, Gu'nther D, and Meier M (2001) [Timing of normal faulting along the Indus Suture in Pakistan Himalaya and a case of major 231Pa/235U initial disequilibrium in zircon. Earth and Planetary Science Letters 191: 101-114.](#)
11. Andersen T (2002) [Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report 204Pb. Chemical Geology 192: 59-79.](#) Andersen CA and Hinthorne JR (1972a) [Ion microprobe mass analyzer. Science 175: 853-860.](#)
12. Andersen CA and Hinthorne JR (1972b) [U, Th, Pb and REE abundances and 207Pb/206Pb ages of individual minerals in returned lunar material by ion microprobe mass analysis. Earth and Planetary Science Letters 14: 195-200.](#)
13. Armstrong RL (1968) [A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic Earth. Reviews of Geophysics 6: 175-199.](#)
14. Audebaud et al. (1971) [Le Métamorphisme précambrien de basse pression des Andes Orientales du Pérou. En Comptes Rendus de l'Academia des Sciences de Paris T.- 273, p. 450 - 453](#)
15. Bachmann O, Charlier BLA, and Lowenstern JB (2007) [Zircon crystallization and recycling in the magma chamber of the rhyolitic Kos Plateau Tuff \(Aegean arc\). Geology 35: 73-76.](#)
16. Bachmann O, Schoene B, Schnyder C, and Spikings R (2010) [The 40Ar/39Ar and U/Pb dating of young rhyolites in the Kos-Nisyros volcanic complex, Eastern Aegean Arc, Greece: Age discordance due to excess 40Ar in biotite. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 11: Q0AA08.](#)

17. Bacon CR and Lowenstern JB (2005) [Late Pleistocene granodiorite source for recycled zircon and phenocrysts in rhyodacite lava at Crater Lake, Oregon. Earth and Planetary Science Letters 233: 277–293.](#)
18. Bahlburg, H., Berndt, J., Gerdes, A., (en revisión). The ages and tectonic setting of the Faja Eruptiva de la Puna Oriental, Ordovician, NW Argentina. Lithos.
19. Bahlburg, H., Berndt, J., (in press). Provenance from zircon U–Pb age distributions in crustally contaminated granitoids. Sedimentary Geology.
20. Bahlburg, H., Vervoort, J.D., Du Frane, S.A., Bock, B., Augustsson, C., Reimann, C., (2009). Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. Earth-Science Reviews 97, 215–241.
21. Bahlburg, H., Carlotto, V., Cardenas, J., (2006). Evidence of Early to Middle Ordovician arc volcanism in the Cordillera Oriental and Altiplano of southern Peru, Ollantaytambo Formation and Umachiri beds. Journal of South American Earth Sciences 22, 52–65.
22. Bahlburg, H., Herve, F., (1997). Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. Geological Society of America Bulletin 109, 869–884.
23. Bahlburg, H., Breitzkreuz, C., (1991). Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). Journal of South American Earth Sciences 4, 171–188.
24. Baker J, Bizzarro M, Wittig N, Connelly J, and Haack H (2005) [Early planetesimal melting from an age of 4.5662 Gyr for differentiated meteorites. Nature 436: 1127–1131.](#)
25. Blatt H, Tracy RJ. (1996) [Petrology: Igneous, sedimentary, and metamorphic, 2nd ed. New York, W.H. Freeman](#) Barfod GH, Albare`de F, Knoll AH, et al. (2002) [New Lu–Hf and Pb–Pb age constraints on the earliest animal fossils. Earth and Planetary Science Letters 201: 203–212.](#)
26. Barrell J (1917) [Rhythms and the measurement of geologic time. Bulletin of the Geological Society of America 18: 745–904.](#)
27. Barth S, Oberli F, and Meier M (1994) [Th–Pb versus U–Pb isotope systematics in allanite from co-genetic rhyolite and granodiorite: Implications for geochronology. Earth and Planetary Science Letters 124: 149–159.](#)
28. Bateman H (1910) [Solution of a system of differential equations occurring in the theory of radioactive transformations. Proceedings of the Cambridge Philosophical Society 15: 423–427.](#)
29. Bea F y Montero P (1999) [Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: An example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. Geochimica et Cosmochimica Acta 63: 1133–1153.](#)
30. Begemann F, Ludwig KR, Lugmair GW, et al. (2001) [Call for an improved set of decay constants for geochronological use. Geochimica et Cosmochimica Acta 65: 111–121.](#)
31. Belousova EA, Griffin WL, and O'Reilly SY (2006) [Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: Examples from Eastern Australian granitoids. Journal of Petrology 47: 329–353.](#)
32. Belousova EA, Griffin WL, O'Reilly SY, and Fisher NI (2002) [Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. Contributions to Mineralogy and Petrology 143: 602–622.](#)

33. Belousova EA, Kostitsyn YA, Griffin WL, Begg GC, O'Reilly SY, and Pearson NJ (2010) [The growth of the continental crust: Constraints from zircon Hf-isotope data. Lithos 119: 457–466.](#)
34. Best, M.G. (2004) [Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd ed. John Wiley and Sons.](#)
35. Bickford ME, Chase RB, Nelson BK, Shuster RD, and Arruda EC (1981) [U–Pb studies of zircon cores and overgrowths, and monazite: Implications for age and petrogenesis of the northeastern Idaho Batholith. Journal of Geology 89: 433–457.](#)
36. Black LP, Kamo S, Allen CM, et al. (2004) [Improved 206Pb/238U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect: SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. Chemical Geology 205: 115–140.](#)
37. Black LP, Kamo SL, Williams IS, et al. (2003) [The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology: A critical appraisal of four zircon standards. Chemical Geology 200: 171–188.](#)
38. Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., Foudoulis, C., (2003). TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. Chemical Geology 200, 155–170.
39. Blackburn TJ, Bowring SA, Perron JT, Mahan KH, Dudas FO, and Barnhart KR (2012a) [An exhumation history of continents over billion-year time scales. Science 335: 73–76.](#)
40. Blackburn T, Bowring S, Schoene B, Mahan K, and Dudas F (2011) [U–Pb thermochronology: Creating a temporal record of lithosphere thermal evolution. Contributions to Mineralogy and Petrology 162: 479–500.](#)
41. Blackburn T, Shimizu N, Bowring SA, Schoene B, and Mahan KH (2012b) [Zirconium in rutile speedometry: New constraints on lower crustal cooling rates and residence temperatures. Earth and Planetary Science Letters 317–318: 231–240.](#)
42. Boltwood BB (1907) [On the ultimate disintegration products of the radioactive elements. Part II. The disintegration products of uranium. American Journal of Science. 23: 77–88.](#)
43. Bopp CJ, Lundstrom CC, Johnson TM, and Glessner JIG (2009) [Variations in 238U/235U in uranium ore deposits: Isotopic signatures of the U reduction process? Geology 37: 611–614.](#)
44. Bourdon B, Turner S, Henderson GM, and Lundstrom CC (2003) [Introduction to U-series geochemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 52: 1–21.](#)
45. Bowring SA, Erwin DH, Jin YG, Martin MW, Davidek K, and Wang W (1998) [U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction. Science 280: 1039–1045.](#)
46. Bowring SA, Grotzinger JP, Condon DJ, Ramezani J, Newall MJ, and Allen PA (2007) [Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman. American Journal of Science 307: 1097–1145.](#)
47. Bowring JF, McLean NM, and Bowring SA (2011) [Engineering cyber infrastructure for U–Pb geochronology: Tripoli and U–Pb redux. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 12: Q0AA19.](#)
48. Bowring SA and Schmitz MD (2003) [High-precision U–Pb zircon geochronology and the stratigraphic record. In: Hanchar JM and Hoskin PWO \(eds.\) Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol. 53, pp. 305–326. Washington, DC: Mineralogical Society of America.](#)
49. Bowring SA, Schoene B, Crowley JL, Ramezani J, and Condon DC (2006) [High-precision U–Pb zircon geochronology and the stratigraphic record: Progress and promise. In:](#)

- [Olszewski T \(ed.\) Geochronology: Emerging Opportunities. Paleontological Society Papers, vol. 12, pp. 25–45. Philadelphia, PA: The Paleontological Society.](#)
50. Bowring SA, Williams IS, and Compston W (1989) [3.96 Ga gneisses from the Slave province, Northwest Territories, Canada. \*Geology\* 17: 971–975.](#)
  51. Brennecke GA, Wasylenki LE, Bargar JR, Weyer S, and Anbar AD (2011) [Uranium isotope fractionation during adsorption to Mn-oxyhydroxides. \*Environmental Science & Technology\* 45: 1370–1375.](#)
  52. Brennecke GA, Weyer S, Wadhwa M, Janney PE, Zipfel J, and Anbar AD (2010) [238U/235U variations in meteorites: Extant 247Cm and implications for Pb–Pb dating. \*Science\* 327: 449–451.](#)
  53. Brooks C, Hart SR, and Wendt I (1972) [Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium–strontium data. \*Reviews of Geophysics\* 10: 551–577.](#)
  54. Bruguier O, Lancelot JR, and Malavieille J (1997) [U–Pb dating on single detrital zircon grains from the Triassic Songpan-Ganze flysch \(Central China\): Provenance and tectonic correlations. \*Earth and Planetary Science Letters\* 152: 217–231.](#)
  55. Cameron AE, Smith DH, and Walker RL (1969) [Mass spectrometry of nanogram-size samples of lead. \*Analytical Chemistry\* 41: 525–526.](#)
  56. Cardona, A., Chew, D., Valencia, V.A., Bayona, G., Miskovic, A., Ibanez-Mejia, M., (2010). Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 92-104.
  57. Cardona, A., Cordani, U. G., Ruiz, J., Valencia, V. A., Armstrong, R., Chew, D., Nutman, A. & Sanchez, A. W. (2009). [U-Pb zircon geochronology and Nd isotopic signatures of the pre-mesozoic metamorphic basement of the Eastern Peruvian andes: growth and provenance of a Late Neoproterozoic to Carboniferous accretionary orogen on the Northwest margin of Gondwana. \*The Journal of Geology\*, 117 \(3\), 285-305.](#)
  58. Cardona, A., Cordani, U.G., Sanchez, A. (2007). Metamorphic, geochronological and geochemical constraints from the Pre-Permian basement of the eastern Peruvian Andes (10° S): A Paleozoic extensional-accretionary orogen?, 20th Colloquium on Latin American Earth Sciences, Kiel, Germany, pp. 29-30.
  59. Cardona, A., Cordani, U., Ruiz, J., Valencia, V., Nutman, A., and Sánchez, A., (2006) [U/Pb detrital zircon geochronology and Nd isotopes from Paleozoic metasedimentary rocks of the Marañon Complex: Insights on the proto-Andean tectonic evolution of the Eastern Peruvian Andes: Fifth South American Symposium on Isotope Geology, April 24–25 2006, Punta del Este, Uruguay, Short Papers Volume, p. 208–211](#)
  60. Cardona, A., (2006). Reconhecimento da evolução tectônica da proto-margem andina do centro-norte peruano, baseada em dados geoquímicos e isotópicos do embasamento da Cordilheira Oriental na região de Huánuco-La Unión. Instituto de Geociências, University of São Paulo, p. 256.
  61. Castroviejo, R., Macharé, J., Castro, P., Pereira, E., Rodrigues, J.F., C.G., T., A., W., J., A., (2010). Significado de las ofiolitas Neoproterozoicas de la Cordillera Oriental del Perú (9°30'–11°30'), XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Cusco, pp. 51-53.
  62. Castroviejo, R., Rodrigues, J.F., Acosta, J., Pereira, E., Romero, D., Quispe, J., Espí, J.A., (2009). Geología de las ultramafitas pre-andinas de Tapo y Acobamba, Tarma, Cordillera Oriental del Peru. *Geogaceta*, Sociedad Geológica de España 46, 7-10.

63. Cawood, P.A., (2005). Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Science Reviews* 69, 249-279.
64. Cawood, P.A., Buchan, C., (2007). Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly (vol 82, pg 217, 2007). *Earth-Science Reviews* 85, 82-82.
65. Cerrón y Ticona (2003) [Memoria descriptiva de la revisión y actualización del cuadrángulo de Pampas \(25-n\) Escala 1:100000. INGEMMET, Informe interno P-1168. 17 p](#)
66. Catanzaro EJ and Hanson GN (1971) [U-Pb ages for sphene from early Precambrian igneous rocks in northeastern minnesota-northwestern Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 1319-1324.](#)
67. Chamberlain KR and Bowring SA (2000) [Apatite-feldspar U-Pb thermochronometer: A reliable mid-range \(450°C\), diffusion controlled system. Chemical Geology 172: 173-200.](#)
68. Chang Z, Vervoort JD, McClelland WC, and Knaack C (2006) [U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7: Q05009.](#)
69. Charlier BLA and Wilson CJN (2010) [Chronology and evolution of caldera-forming and post-caldera magma systems at Okataina Volcano, New Zealand from zircon U-Th model-age spectra. Journal of Petrology 51: 1121-1141.](#)
70. Charlier BLA, Wilson CJN, Lowenstern JB, Blake S, Van Calstren PW, and Davidson JP (2005) [Magma generation at a large hyperactive silicic volcano \(Taupo, New Zealand\) revealed by U-Th and U-Pb systematics in zircons. Journal of Petrology 46: 3-32.](#)
71. Chen DF, Dong WQ, Zhu BQ, and Chen XP (2004) [Pb/Pb ages of Neoproterozoic Doushantuo phosphorites in South China: Constraints on early Metazoan evolution and glaciation events. Precambrian Research 132: 123-132.](#)
72. Chen F, Siebel W, and Satir M (2002) [Zircon U-Pb and Pb-isotope fractionation during stepwise HF acid leaching and geochronological implications. Chemical Geology 191: 155-164.](#)
73. Chen JH and Wasserburg GJ (1981) [Isotopic determination of uranium in picomole and subpicomol quantities. Analytical Chemistry 53: 2060-2067.](#)
74. Cheng H, Edwards RL, Hoff J, Gallup CD, Richards DA, and Asmerom Y (2000) [The half-lives of uranium-234 and thorium-230. Chemical Geology 169: 17-33.](#)
75. Cherniak DJ (1993) [Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. Chemical Geology 110: 177-194.](#)
76. Cherniak D (2006) [Zr diffusion in titanite. Contributions to Mineralogy and Petrology 152: 639-647.](#)
77. Cherniak DJ, Lanford WA, and Ryerson FJ (1991) [Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford Backscattering techniques. Geochimica et Cosmochimica Acta 55: 1663-1673.](#)
78. Cherniak DJ, Manchester J, and Watson EB (2007) [Zr and Hf diffusion in rutile. Earth and Planetary Science Letters 261: 267-279.](#)
79. Cherniak DJ and Watson EB (2000) [Pb diffusion in rutile. Contributions to Mineralogy and Petrology 139: 198-207](#)
80. Cherniak DJ and Watson EB (2001) [Pb diffusion in zircon. Chemical Geology 172: 5-24.](#)
81. Chew D.M., Petrus J.A. & Kamber B.S. (2014) [U-Pb LA-ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. Chem. Geol. 363C, 185-199](#)
82. Chew, D.M., Donelick, R.A., (2012) [Combined Apatite Fission Track and U-Pb Dating by LA-ICPMS and Future Trends in Apatite Provenance Analysis. In: Sylvester, P. \(Ed.\),](#)



Quantitative Mineralogy and Microanalysis of Sediments and Sedimentary Rocks. Mineralogical Association of Canada, pp. 219–248

83. Chew DM, Sylvester PJ, and Tubrett MN (2011) [U–Pb and Th–Pb dating of apatite by LA-ICPMS. Chemical Geology 280: 200–216.](#)
84. Chew, D.M., Cardona, A., Miskovic, A., (2011b). Tectonic evolution of western Amazonia from the assembly of Rodinia to its break-up. *International Geology Review* 53, 1280–1296.
85. Chew, D.M., Magna, T., Kirkland, C.L., Miskovic, A., Cardona, A., Spikings, R., Schaltegger, U., (2008). Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: Evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian Research* 167, 186–200.
86. Chew et al. (2007) [U–Pb Geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. Geological Society of America Bulletin 2007;119, no. 5-6:697-711](#)
87. Chew, D.M., Schaltegger, U., Miškovic, A., Fontignie, D., Frank, M., (2005). Deciphering the tectonic evolution of the Peruvian segment of the Gondwanan margin, 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts, pp. 166–169.
88. Claiborne LL, Miller CF, Flanagan DM, Clynne MA, and Wooden JL (2010) [Zircon reveals protracted magma storage and recycling beneath Mount St. Helens. Geology 38: 1011–1014.](#)
89. Cocherie A, Legendre O, Peucat JJ, and Kouamelan AN (1998) [Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th–U–total lead determination: Implications for lead behaviour in monazite. Geochimica et Cosmochimica Acta 62: 2475–2497.](#)
90. Cocherie A and Robert M (2008) [Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U–Pb zircon geochronology: A review of recent advances. Gondwana Research 14: 597–608.](#)
91. Cochrane, R., Spikings, R.A., Chew, D., Wotzlaw, J.-F., Chiaradia, M., Tyrrell, S., Schaltegger, U., Van der Lelij, R., (2014). [Isotopic closure, volume diffusion and high temperature thermal histories of crustal rocks. Geochim. Cosmochim. Acta \(in press\).](#)
92. Cochrane, R., Spikings, R.A., Chew, D., Wotzlaw, J.F., Chiaradia, M., Tyrrell, S., Schaltegger, U., Van der Lelij, R., (2014). High temperature (> 350 °C) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 127, 39–56.
93. Collins, W.J., (2002). Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology* 30, 535–538.
94. Compston W, Williams IS, and Meyer C (1984) [U–Pb geochronology of zircons from lunar Breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. Journal of Geophysical Research 89: B525–B534.](#)
95. Condie KC, Belousova E, Griffin WL, and Sircombe KN (2009) [Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra. Gondwana Research 15: 228–242.](#)
96. Condie KC, Bickford ME, Aster RC, Belousova E, and Scholl DW (2011) [Episodic zircon ages, Hf isotopic composition, and the preservation rate of continental crust. Geological Society of America Bulletin 123: 951–957.](#)
97. Condomines M, Gauthier P-J, and Sigmarsson O (2003) [Timescales of magma chamber processes and dating of young volcanic rocks. In: Bourdon B, Henderson GM, Lundstrom CC, and Turner SP \(eds.\) Uranium-Series Geochemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 52: 125–174. Washington, DC: Mineralogical Society of America.](#)

98. Condon DJ, McLean N, Noble SR, and Bowring SA (2010) [Isotopic composition \(238U/235U\) of some commonly used uranium reference materials. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 74: 7127–7143.](#)
99. Condon D, Mclean N, Schoene B, Bowring S, Parrish R, and Noble S (2008) [Synthetic U–Pb ‘standard’ solutions for ID-TIMS geochronology. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 72: A175.](#)
100. Condon DJ, Zhu M, Bowring SA, Wang W, Yang A, and Jin Y (2005) [U–Pb ages from the Neoproterozoic Duoshantuo Formation, China. \*Science\* 308: 95–98.](#)
101. Connelly JN, Amelin Y, Krot AN, and Bizzarro M (2008) [Chronology of the solar system’s oldest solids. \*The Astrophysical Journal Letters\* 675: L121.](#)
102. Connelly JN and Bizzarro M (2009) [Pb–Pb dating of chondrules from CV chondrites by progressive dissolution. \*Chemical Geology\* 259: 143–151.](#)
103. Cooper, R.A., Sadler, P.M., Hammer, Ø., Gradstein, F.M., (2012). The Ordovician Period, The Geologic Time Scale 2012, pp. 489-523.
104. Cordani, U.G., Cardona, A., Jimenez, D.M., Liu, D., and Nutman, A.P., (2005) [Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: Tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt, in Vaughan, A.P.M., Leat P.T., and Pankhurst R.J., eds., \*Terrane Processes at the Margins of Gondwana: Geological Society of London Special Publication\* 246, p. 329–346](#)
105. Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., (2000). Crustal evolution of the South American platform, In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 19–40.
106. Corfu F (1988) [Differential response of U–Pb systems in coexisting accessory minerals, Winnipeg River Subprovince, Canadian Shield: Implications for Archean cristal growth and stabilization. \*Contributions to Mineralogy and Petrology\* 98: 312–325.](#)
107. Corfu F and Ayres LD (1984) [U–Pb age and genetic significance of heterogeneous zircon populations in rocks from the Favourable Lake Area, Northwestern Ontario. \*Contributions to Mineralogy and Petrology\* 88: 86–101.](#)
108. Corfu F, Hanchar JM, Hoskin PWO, and Kinny P (2003) [Atlas of zircon textures. In: Hanchar JM and Hoskin PWO \(eds.\) \*Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry\*, vol. 53, pp. 468–500. Washington, DC: Mineralogical Society of America.](#)
109. Corfu F, Heaman LM, and Rogers G (1994) [Polymetamorphic evolution of the Lewisian complex, NW Scotland, as recorded by U–Pb isotopic compositions of zircon, titanite and rutile. \*Contributions to Mineralogy and Petrology\* 117: 215–228.](#)
110. Corfu F, Krogh TE, and Ayres LD (1985) [U–Pb zircon and sphene geochronology of a composite Archean granitoid batholith, Favourable Lake area, northwestern Ontario. \*Canadian Journal of Earth Sciences\* 22: 1436–1451.](#)
111. Corfu F and Stone D (1998) [The significance of titanite and apatite U–Pb ages: Constraints for the post-magmatic thermal-hydrothermal evolution of a batholithic complex, Berens River area, northwestern Superior Province, Canada. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 62: 2979–2995.](#)
112. Corrie SL and Kohn MJ (2007) [Resolving the timing of orogenesis in the Western Blue Ridge, southern Appalachians, via in situ ID-TIMS monazite geochronology. \*Geology\* 35: 627–630.](#)

113. Cottle JM, Horstwood MSA, and Parrish RR (2009a) [A new approach to single shot laser ablation analysis and its application to in situ Pb/U geochronology. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 24: 1355–1363.](#)
114. Cottle JM, Searle MP, Horstwood MSA, and Waters DJ (2009b) [Timing of midcrustal metamorphism, melting, and deformation in the Mount Everest Region of Southern Tibet revealed by U–Th–Pb geochronology. Journal of Geology 117: 643–664.](#)
115. Cowan GA and Adler HH (1976) [The variability of the natural abundance of <sup>235</sup>U. Geochimica et Cosmochimica Acta 40: 1487–1490.](#)
116. Crowley JL, Schmitz MD, Bowring SA, Williams ML, and Karlstrom KE (2006) [U–Pb and Hf isotopic analysis of zircon in lower crustal xenoliths from the Navajo volcanic field: 1.4 Ga mafic magmatism and metamorphism beneath the Colorado Plateau. Contributions to Mineralogy and Petrology 151: 313–330.](#)
117. Crowley JL, Schoene B, and Bowring SA (2007) [U–Pb dating of zircon in the Bishop Tuff at the millennial scale. Geology 35: 1123–1126.](#)
118. Crowley JL, Waters DJ, Searle MP, and Bowring SA (2009) [Pleistocene melting and rapid exhumation of the Nanga Parbat massif, Pakistan: Age and P–T conditions of accessory mineral growth in migmatite and leucogranite. Earth and Planetary Science Letters 288: 408–420.](#)
119. Cumming GL and Richards JR (1975) [Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. Earth and Planetary Science Letters 28: 155–171.](#)
120. Dalmayrac (1986) [Estudio Geológico de la Cordillera Oriental, Región de Huánuco Lima, Peru. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Bulletin. Serie D, Estudios Especiales; no. 11](#)
121. Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., (1988). Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes Peruanos. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima.
122. Dalmayrac et al. (1980) [Géologie des Andes péruviennes. Travam et. Documents de l'ORSTOM 122, 501 pp](#)
123. Darling JR, Storey CD, and Engi M (2012) [Allanite U–Th–Pb geochronology by laser ablation ICPMS. Chemical Geology 292–293: 103–115.](#)
124. Das A and Davis DW (2010) [Response of Precambrian zircon to the chemical abrasion \(CA-TIMS\) method and implications for improvement of age determinations. Geochimica et Cosmochimica Acta 74: 5333–5348.](#)
125. Davis DW (2008) [Sub-million-year age resolution of Precambrian igneous events by thermal extraction-thermal ionization mass spectrometer Pb dating of zircon: Application to crystallization of the Sudbury impact melt sheet. Geology 36: 383–386.](#)
126. Davis DW and Krogh TE (2000) [Preferential dissolution of <sup>234</sup>U and radiogenic Pb from alpha-recoil-damaged lattice sites in zircon: Implications for thermal histories and Pb isotopic fractionation in the near surface environment. Chemical Geology 172: 41–58.](#)
127. Davis DW, Williams IS, and Krogh TE (2003) [Historical development of zircon geochronology. In: Hanchar JM and Hoskin PWO \(eds.\) Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol. 53, pp. 145–181. Washington, DC: Mineralogical Society of America.](#)
128. Davydov VI, Crowley JL, Schmitz MD, and Poletaev VI (2010) [High-precision U–Pb zircon age calibration of the global Carboniferous time scale and Milankovitch band cyclicity in the Donets Basin, Eastern Ukraine. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 11: Q0AA04.](#)
129. de Haller, A., Corfu, F., Fontbote, L., Schaltegger, U., Barra, F., Chiaradia, M., Frank, M., Alvarado, J.Z., (2006). Geology, Geochronology, and Hf and Pb Isotope Data of the Raul-

- Condestable Iron Oxide-Copper-Gold Deposit, Central Coast of Peru. *Economic Geology* 101, 281-310.
130. DeGraaff-Surpless K, Graham SA, Wooden JL, and McWilliams MO (2002) [Detrital zircon provenance analysis of the Great Valley Group, California: Evolution of an arc-forearc system. Geological Society of America Bulletin 114: 1564–1580.](#)
  131. Deliens M, Delhal J, and Tarte P (1977) [Metamictization and U–Pb systematics – A study by infrared absorption spectrometry of Precambrian zircons. Earth and Planetary Science Letters 33: 331–344.](#)
  132. Dempster TJ, Tanner PWG. (1997) The biotite isograd, Central Pyrenees: A deformation-controlled reaction. *J. Metam. Geol.* 15:531–548
  133. Dhuime B, Hawkesworth CJ, Cawood PA, and Storey CD (2012) [A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. Science 335: 1334–1336.](#)
  134. Dickin AP (2005) [Radiogenic Isotope Geology, 2nd edn. Cambridge, UK: Cambridge University Press.](#)
  135. Dickinson WR and Gehrels GE (2003) [U–Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: Paleogeographic implications. Sedimentary Geology 163: 29–66.](#)
  136. Dickinson WR and Gehrels GE (2009) [Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. Earth and Planetary Science Letters 288: 115–125.](#)
  137. DiPietro JA and Isachsen CE (2001) [U–Pb zircon ages from the Indian plate in northwest Pakistan and their significance to Himalayan and pre-Himalayan geologic history. Tectonics 20: 510–525.](#)
  138. Dodson MH (1973) [Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 40: 259–274.](#)
  139. Dodson MH (1986) [Closure profiles in cooling systems. Materials Science Forum 7: 145–154.](#)
  140. Faure G and Mensing TM (2005) [Isotopes – Principles and Applications, 3rd edn. Hoboken, NJ: Wiley.](#)
  141. Fedo CM, Sircombe KN, and Rainbird RH (2003) [Detrital zircon analysis of the sedimentary record. In: Hanchar JM and Hoskin PWO \(eds.\) Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 277–303. Washington, DC: Mineralogical Society of America.](#)
  142. Feng R, Machado N, and Ludden J (1993) [Lead geochronology of zircon by LaserProbe-inductively coupled plasma mass spectrometry \(LP-ICPMS\). Geochimica et Cosmochimica Acta 57: 3479–3486.](#)
  143. Ferry J and Watson E (2007) [New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contributions to Mineralogy and Petrology 154: 429–437.](#)
  144. Finger F, Broska I, Roberts MP, and Schermaier A (1998) [Replacement of primary monazite by apatite–allanite–epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the Eastern Alps. American Mineralogist 83: 248–258.](#)
  145. Fisher CM, Longerich HP, Jackson SE, and Hanchar JM (2010) [Data acquisition and calculation of U–Pb isotopic analyses using laser ablation \(single collector\) inductively coupled plasma mass spectrometry. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 25: 1905–1920.](#)
  146. Frost BR, Chamberlain KR, and Schumacher JC (2000) [Sphene \(titanite\): Phase relations and role as a geochronometer. Chemical Geology 172: 131–148.](#)

147. Fryer BJ, Jackson SE, and Longerich HP (1993) [The application of laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry \(LAM-ICP-MS\) to in situ U-Pb geochronology. Chemical Geology 109: 1-8.](#)
148. Fu B, Page F, Cavosie A, et al. (2008) [Ti-in-zircon thermometry: Applications and limitations. Contributions to Mineralogy and Petrology 156: 197-215.](#)
149. Fukuoka T and Kigoshi K (1974) [Discordant Io-ages and the uranium and thorium distribution between zircon and host rocks. Geochemical Journal 8: 117-122.](#)
150. Furin S, Preto N, Rigo M, et al. (2006) [High-precision U-Pb zircon age from the Triassic of Italy: Implications for the Triassic time scale and the Carnian origin of calcareous nannoplankton and dinosaurs. Geology 34: 1009-1012.](#)
151. Gao XY, Zheng YF, and Chen YX (2011) [U-Pb ages and trace elements in metamorphic zircon and titanite from UHP eclogite in the Dabie orogen: Constraints on P-T-t path. Journal of Metamorphic Geology 29: 721-740.](#)
152. Gehrels G (2011) [Detrital zircon U-Pb geochronology: Current methods and new opportunities. In: Busby C and Azor A \(eds.\) Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, pp. 45-62. Hoboken, NJ: Wiley.](#)
153. Gehrels G, DeCelles PG, Martin A, Ojha TP, and Pinhasi G (2003) [Initiation of the Himalayan orogen as an early Paleozoic thin-skinned thrust belt. GSA Today 13: 4-9.](#)
154. Gehrels GE, Valencia VA, and Ruiz J (2008) [Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9: Q03017.](#)
155. Geisler T, Pidgeon RT, Kurtz R, van Bronswijk W, and Schleicher H (2003) [Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. American Mineralogist 88: 1496-1513.](#)
156. Geisler T, Pidgeon RT, van Bronswijk W, and Kurtz R (2002) [Transport of uranium, thorium, and lead in metamict zircon under low-temperature hydrothermal conditions. Chemical Geology 191: 141-154.](#)
157. Gelcich S, Davis DW, and Spooner ETC (2005) [Testing the apatite-magnetite geochronometer: U-Pb and  \$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}\$  geochronology of plutonic rocks, massive magnetite-apatite tabular bodies, and IOCG mineralization in Northern Chile. Geochimica et Cosmochimica Acta 69: 3367-3384.](#)
158. Gerstenberger H and Haase G (1997) [A highly effective emitter substance for mass spectrometric Pb isotope ratio determinations. Chemical Geology 136: 309-312.](#)
159. Gordon SM, Bowring SA, Whitney DL, Miller RB, and McLean N (2010) [Time scales of metamorphism, deformation, and crustal melting in a Continental Arc, North Cascades USA. Geological Society of America Bulletin 122: 1308-1330.](#)
160. Gradstein FM, Ogg JG, Schmitz MD, and Ogg GM (2012) [The Geologic Timescale 2012. Oxford, UK: Elsevier.](#)
161. Gradstein FM, Ogg JG, Smith AG, Bleeker W, and Lourens LJ (2004) [A new geologic time scale with special reference to the Precambrian and Neogene. Episodes 27: 83-100.](#)
162. Grandin, G., Navarro, J., (1979). Las rocas ultrabasicas en el Peru, las intrusiones lenticulares y los sills de la región de Huanuco-Monzon. Boletín Sociedad Geológica del Perú 63, 99-115.
163. Grange ML, Nemchin AA, Timms N, Pidgeon RT, and Meyer C (2011) [Complex magmatic and impact history prior to 4.1 Ga recorded in zircon from Apollo 17 South Massif aphanitic breccia 73235. Geochimica et Cosmochimica Acta 75: 2213-2232.](#)



164. Gregory CJ, Rubatto D, Allen CM, Williams IS, Hermann J, and Ireland T (2007) [Allanite micro-geochronology: A LA-ICP-MS and SHRIMP U–Th–Pb study. Chemical Geology 245: 162–182.](#)
165. Guex J, Schoene B, Bartolini A, et al. (2012) [Geochronological constraints on post-extinction recovery of the ammonoids and carbon cycle perturbations during the Early Jurassic. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 346–347: 1–11.](#)
166. Guillong M and Heinrich CA (2007) [Sensitivity enhancement in laser ablation ICP-MS using small amounts of hydrogen in the carrier gas. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 22: 1488–1494.](#)
167. Guillong M, Horn I, and Günther D (2003) [A comparison of 266 nm, 213 nm and 193 nm produced from a single solid state Nd:YAG laser for laser ablation ICP-MS. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 18: 1224–1230.](#)
168. GUM: Joint Committee for Guides in Metrology (2008) Evaluation of measurement data–guide to the expression of uncertainty in measurement (GUM). JCGM, vol. 100. [www.bipm.org/en/publications/guides/gum.html](http://www.bipm.org/en/publications/guides/gum.html).
169. Günther D, Frischknecht R, Heinrich CA, and Kahlert H-J (1997) [Capabilities of an argon fluoride 193 nm excimer laser for laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry microanalysis of geological materials. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 12: 939–944.](#)
170. Günther D and Heinrich CA (1999a) [Comparison of the ablation behaviour of 266 nm Nd:YAG and 193 nm ArF excimer lasers for LA-ICP-MS analysis. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 14: 1369–1374.](#)
171. Günther D and Heinrich CA (1999b) [Enhanced sensitivity in laser ablation-ICP mass spectrometry using helium–argon mixtures as aerosol carrier. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 14: 1363–1368.](#)
172. Haeberlin, Y., Moritz, R., Fontbote, L., Cosca, M., (2004). Carboniferous orogenic gold deposits at Pataz, Eastern Andean Cordillera, Peru: Geological and structural framework, paragenesis, alteration, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists 99, 73–112.
173. Haeberlin, Y., (2002) [Geological and structural setting, age, and geochemistry of the orogenic gold deposits at the Pataz Province, eastern Andean Cordillera, Peru \[Ph.D. thesis\]: Geneva, University of Geneva, 186 p](#)
174. Hanchar JM and Hoskin PWO (2003) Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol. 153. Washington, DC: The Mineralogical Society of America.
175. Hanchar JM and Miller CF (1993) [Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images. Implications for interpretation of complex crustal histories. Chemical Geology 110: 1–13](#)
176. Hanchar JM and Rudnick R (1995) [Revealing hidden structures. The application of cathodoluminescence and back-scattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. Lithos 36: 289–303](#)
177. Hanchar JM and van Westrenen W (2007) [Rare earth element behavior in zircon-melt systems. Elements 3: 37–42](#)
178. Hanson GN, Catanzaro EJ, and Anderson DH (1971) [U–Pb for sphene in a contact metamorphic zone. Earth and Planetary Science Letters 12: 231–237](#)
179. Harley SL and Kelly NM (2007) [The impact of zircon–garnet REE distribution data on the interpretation of zircon U–Pb ages in complex high-grade terrains: An example from the Rauer Islands, East Antarctica. Chemical Geology 241: 62–87](#)

180. Harrison TM (1981) [Diffusion of  \$^{40}\text{Ar}\$  in hornblende. Contributions to Mineralogy and Petrology 78: 324–331.](#) Hawkesworth CJ and Kemp AIS (2006) [Evolution of the continental crust. Nature 443: 811–817.](#)
181. Harrison, J. (1951) Geología de los Andes Orientales del Perú Central. Ibid., 21, 97 p
182. Hawkins DP and Bowring SA (1997) [U–Pb systematics of monazite and xenotime: Case studies from the Paleoproterozoic of the Grand Canyon, Arizona. Contributions to Mineralogy and Petrology 127: 87–103.](#)
183. Hawkins DP and Bowring SA (1999) [U–Pb monazite, xenotime and titanite geochronological constraints on the prograde to post-peak metamorphic thermal history of Paleoproterozoic migmatites from the Grand Canyon, Arizona. Contributions to Mineralogy and Petrology 134: 150–169.](#)
184. Hayden L, Watson E, and Wark D (2008) [A thermobarometer for sphene \(titanite\). Contributions to Mineralogy and Petrology 155: 529–540.](#)
185. Heaman LM (1989) [The nature of the subcontinental mantle from Sr–Nd–Pb isotopic studies on kimberlitic perovskite. Earth and Planetary Science Letters 92: 323–334.](#)
186. Heaman LM, Bowins R, and Crocket J (1990) [The chemical composition of igneous zircon suites: Implications for geochemical tracer studies. Geochimica et Cosmochimica Acta 54: 1597–1607.](#)
187. Heaman LM and LeCheminant AN (1993) [Paragenesis and U–Pb systematics of baddeleyite \( \$\text{ZrO}\_2\$ \). Chemical Geology 110: 95–126.](#)
188. Hein, A. (1956) La Sierra de Huaytapallana. Bol. Inst. Geol. Del Perú, N°8
189. Hervé F, Fanning CM, and Pankhurst RJ (2003) [Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. Journal of South American Earth Sciences 16: 107–123.](#)
190. Hiess J, Condon DJ, McLean N, and Noble SR (2012)  [\$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}\$  systematics in terrestrial uranium-bearing minerals. Science 335: 1610–1614.](#)
191. Hietpas J, Samson S, and Moecher D (2011a) [A direct comparison of the ages of detrital monazite versus detrital zircon in Appalachian foreland basin sandstones: Searching for the record of Phanerozoic orogenic events. Earth and Planetary Science Letters 310: 488–497.](#)
192. Hietpas J, Samson S, Moecher D, and Chakraborty S (2011b) [Enhancing tectonic and provenance information from detrital zircon studies: Assessing terrane-scale sampling and grain-scale characterization. Journal of the Geological Society 168: 309–318](#)
193. Hietpas J, Samson S, Moecher D, and Schmitt AK (2010) [Recovering tectonic events from the sedimentary record: Detrital monazite plays in high fidelity. Geology 38: 167–170.](#)
194. Hinthorne JR, Andersen CA, Conrad RL, and Lovering JF (1979) [Single-grain  \$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}\$  and U/Pb age determinations with a 10-mm spatial resolution using the ion microprobe mass analyzer \(IMMA\). Chemical Geology 25: 271–303.](#)
195. Hinton RW and Upton BGJ (1991) [The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. Geochimica et Cosmochimica Acta 55: 3287–3302.](#)
196. Hirata T and Nesbitt RW (1995) [U–Pb isotope geochronology of zircon: Evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique. Geochimica et Cosmochimica Acta 59: 2491–2500.](#)
197. Hoffmann KH, Condon DJ, Bowring SA, and Crowley JL (2004) [U–Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation. Geology 32: 817–820.](#)

198. Hofmann A, Valley J, Watson E, Cavosie A, and Eiler J (2009) [Sub-micron scale distributions of trace elements in zircon. Contributions to Mineralogy and Petrology 158: 317–335.](#)
199. Holmes A (1911) [The association of lead with uranium in rock-minerals and its application to the measurement of geological time. Proceedings of the Royal Society of London 85: 248–256.](#)
200. Holmes A (1946) [An estimate of the age of the Earth. Nature 157: 680–684.](#)
201. Holmes A and Lawson RW (1927) [Factors involves in the calculation of the ages of radioactive minerals. American Journal of Science 13: 327–344.](#)
202. Horn I and Günther D (2003) [The influence of ablation carrier gasses Ar, He and Ne on the particle size distribution and transport efficiencies of laser ablation-induced aerosols: Implications for LA-ICP-MS. Applied Surface Science 207: 144–157.](#)
203. Horn I, Rudnick RL, and McDonough WF (2000) [Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: Application to U–Pb geochronology. Chemical Geology 164: 281–301.](#)
204. Horstwood MSA (2008) [Data reduction strategies, uncertainty assessment and resolution of LA-\(MC\)ICP-MS isotope data. In: Sylvester PJ \(ed.\) Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, vol. 40, pp. 283–303. Quebec: Mineralogical Association of Canada.](#)
205. Horstwood MSA, Foster GL, Parrish RR, Noble SR, and Nowell GM (2003) [Common-Pb corrected in situ U–Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICP-MS. Journal of Analytical Atomic Spectrometry 18: 837–846.](#)
206. Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis, In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, 53, pp. 27–62.
207. Hoskin PWO and Ireland TR (2000) [Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. Geology 28: 627–630.](#)
208. Hoskin P.W.O., Kinny PD, Wyborn D, and Chappell BW (2000) [Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: An integrate approach. Journal of Petrology 41: 1365–1396.](#)
209. Housh T and Bowring SA (1991) [Lead isotopic heterogeneities within alkali feldspars: Implications for the determination of initial lead isotopic compositions. Geochimica et Cosmochimica Acta 55: 2309–2316](#)
210. Ireland TR, Flöttmann T, Fanning CM, Gibson GM, and Preiss WV (1998) [Development of the early Paleozoic Pacific margin of Gondwana from detrital-zircon ages across the Delamerian orogen. Geology 26: 243–246.](#)
211. Ireland TR and Williams IS (2003) [Considerations in zircon geochronology by SIMS. In: Hanchar JM and Hoskin PWO \(eds.\) Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, vol. 53, pp. 215–241. Washington, DC: Mineralogical Society of America.](#)
212. Irmis RB, Mundil R, Martz JW, and Parker WG (2011) [High-resolution U–Pb ages from the Upper Triassic Chinle Formation \(New Mexico, USA\) support a diachronous rise of dinosaurs. Earth and Planetary Science Letters 309: 258–267.](#)
213. Jaillard, E., Soler, P., (1996). Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18°S) and its relations to geodynamics. Tectonophysics 259, 41–53.

214. Jaffey AH, Flynn KF, Glendenin LE, Bentley WC, and Essling AM (1971) [Precision measurement of half-lives and specific activities of <sup>235</sup>U and <sup>238</sup>U](#). *Physical Review C* 4: 1889–1906.
215. Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., (1989). Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17, 324–328.
216. Kelly NM and Harley SL (2005) [An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: Refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica](#). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149: 57–84.
217. Ketcham RA, Donelick RA, and Carlson WD (1999) [Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales](#). *American Mineralogist* 84: 1235–1255.
218. Kita NT, Huss GR, Tachibana S, Amelin Y, Nyquist LE, and Hutcheon ID (2005) [Constraints on the origin of chondrules and CAIs from short-lived and long-lived radionuclides](#). In: Krot AN, Scott ERD, and Reipurth B (eds.) *Chondrites and the Protoplanetary Disc*. ASP Conference Series, vol. 341, pp. 558–587. San Francisco: Astronomical Society of the Pacific.
219. Kohn MJ and Malloy MA (2004) [Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: Implications for age determinations](#). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68: 101–113.
220. Kohn MJ and Vervoort JD (2008) [U–Th–Pb dating of monazite by single-collector ICP-MS: Pitfalls and potential](#). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9: Q04031.
221. Kohn MJ, Wieland MS, Parkinson CD, and Upreti BN (2005) [Five generations of monazite in Langtang gneisses: Implications for chronology of the Himalayan metamorphic core](#). *Journal of Metamorphic Geology* 23: 399–406.
222. Kooijman E, Mezger K, and Berndt J (2010) [Constraints on the U–Pb systematics of metamorphic rutile from in situ LA-ICP-MS analysis](#). *Earth and Planetary Science Letters* 293: 321–330.
223. Kosler J and Sylvester PJ (2003) [Present trends and the future of zircon in geochronology: Laser ablation ICPMS](#). In: Hanchar JM and Hoskin PWO (eds.) *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 53, pp. 243–275. Washington, DC: Mineralogical Society of America.
224. Kosler J, Tubrett MN, and Sylvester PJ (2001) [Application of laser ablation ICP-MS to U–Th–Pb dating of monazite](#). *Geostandards Newsletter* 25: 375–386.
225. Kosler J, Wiedenbeck M, Wirth R, Hovorka J, Sylvester P, and Mikova J (2005) [Chemical and phase composition of particles produced by laser ablation of silicate glass and zircon—Implications for elemental fractionation during ICP-MS analysis](#). *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 20: 402–409.
226. Krogh TE (1973) [A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination](#). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37: 485–494.
227. Krogh TE (1982a) [Improved accuracy of U–Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique](#). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 631–635.
228. Krogh TE (1982b) [Improved accuracy of U–Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique](#). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 637–649.

229. Krogh TE and Davis GL (1975) [Alteration in zircons and differential dissolution of altered an metamict zircon. Carnegie Institution of Washington Yearbook 74: 619–623.](#)
230. Kröner A, Hegner E, Wendt JL, and Byerly GR (1996) [The oldest part of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa: Evidence for crust formation between 3.5 and 3.7 Ga. Precambrian Research 78: 105–124.](#)
231. Kröner A and Todt W (1988) [Single zircon dating constraining the maximum age of the Barberton Greenstone Belt, southern Africa. Journal of Geophysical Research 93: 15329–15337.](#)
232. Kuiper KF, Deino A, Hilgen FJ, Krijgsman W, Renne PR, and Wijbrans JR (2008) [Synchronizing rocks clocks of Earth history. Science 320: 500–504.](#)
233. Kylander-Clark ARC, Hacker BR, and Mattinson JM (2008) [Slow exhumation of UHP terranes: Titanite and rutile ages of the Western Gneiss Region, Norway. Earth and Planetary Science Letters 272: 531–540.](#)
234. Lancaster PJ, Storey CD, Hawkesworth CJ, and Dhuime B (2011) [Understanding the roles of crustal growth and preservation in the detrital zircon record. Earth and Planetary Science Letters 305: 405–412.](#)
235. Lancelot J, Vitrac A, and Allegre CJ (1976) [Uranium and lead isotopic dating with grain-by-grain zircon analysis: A study of complex geological history with a single rock. Earth and Planetary Science Letters 29: 357–366.](#)
236. Lanzirotti A and Hanson GN (1996) [Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA: Implications for monazite stability in metamorphic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 125: 332–340.](#)
237. Le Roux LJ and Glendenin LE (1963) Half-life of  $^{232}\text{Th}$ . In: National Conference on Nuclear Energy, Application of Isotopes and Radiation. Proceedings of the National Conference on Nuclear Energy held in Pretoria, April 5–8 1963, pp. 83–94. Pelindaba: South African Atomic Energy Board.
238. Lee JKW (1995) [Multipath diffusion in geochronology. Contributions to Mineralogy and Petrology 120: 60–82.](#)
239. Lee JKW (1997) [Pb, U, and Th diffusion in natural zircon. Nature 390: 159–162.](#)
240. León, W., Palacios, O., Vargas, L., Sánchez, A., (2000). Memoria explicativa del Mapa Geológico del Perú (1999), Carta Geológica Nacional, Boletín No. 136, escala 1:1,000,000. Lima. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
241. Lehrmann DJ, Ramezani J, Bowring SA, et al. (2006) [Timing of recovery from the end-Permian extinction: Geochronologic and biostratigraphic constraints from south China. Geology 34: 1053–1056.](#)
242. Loewy, S.L., Connelly, J.N., and Dalziel, I.W.D. (2004), [An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla basement of the central Andean margin of South America: Geological Society of America Bulletin, v. 116, p.](#)
243. Li J-W, Deng X-D, Zhou M-F, Liu Y-S, Zhao X-F, and Guo J-L (2010) [Laser ablation ICP-MS titanite U-Th-Pb dating of hydrothermal ore deposits: A case study of the Tonglushan Cu-Fe-Au skarn deposit, SE Hubei Province, China. Chemical Geology 270: 56–67.](#)
244. Litherland, M., Aspden, J.A., Jemielita, R.A., (1994). The metamorphic belts of Ecuador. HMSO, London, London.
245. Ludwig KR (1980) [Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. Earth and Planetary Science Letters 46: 212–220.](#)



246. Ludwig KR (1991) [ISOPLOT—A plotting and regression program for radiogenic-isotope data. US Geological Survey Open-File Report, 91–445. Denver, CO: US Geological Survey.](#)
247. Ludwig KR (1998) [On the treatment of concordant uranium–lead ages. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 62: 665–676.](#)
248. Luvizotto, G.L., Zack, T., Meyer, H.P., Ludwig, T., Triebold, S., Kronz, A., Münker, C., Stockli, D.F., Prowatke, S., Klemme, S., Jacob, D.E., von Eynatten, H., (2009), [Rutile crystals as potential trace element and isotope mineral standards for microanalysis. \*Chemical Geology\*, 261 \(3–4\): 346–369.](#)
249. Macdonald FA, Schmitz MD, Crowley JL, et al. (2010) [Calibrating the Cryogenian. \*Science\* 327: 1241–1243.](#)
250. Macfarlane, A., (1999) Isotopic studies of northern Andean crustal evolution and ore metal sources, In: Skinner, B.J. (Ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geologists, Boulder, pp. 195–217.
251. Mahan KH, Goncalves P, Williams ML, and Jercinovic MJ (2006) [Dating metamorphic reactions and fluid flow: Application to exhumation of high-P granulites in a crustal-scale shear zone, western Canadian Shield. \*Journal of Metamorphic Geology\* 24: 193–217.](#)
252. Marzoli A, Renne PR, Piccirillo EM, Ernesto M, Bellieni G, and De Min A (1999) [Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. \*Science\* 284: 616–618.](#)
253. Mattinson JM (1973) [Anomalous isotopic composition of lead in young zircons. \*Carnegie Institution of Washington Yearbook\* 72: 613–616.](#)
254. Mattinson JM (1987) [U–Pb ages of zircons: A basic examination of error propagation. \*Chemical Geology\* 66: 151–162.](#)
255. Mattinson JM (1994) [A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques. \*Contributions to Mineralogy and Petrology\* 116: 117–129.](#)
256. Mattinson JM (2000) [Revising the “gold standard” – the uranium decay constants of Jaffey et al., 1971. \*Eos, Transactions American Geophysical Union, Spring Meeting Supplement, Abstract V61A-02.\*](#)
257. Mattinson JM (2005) [Zircon U–Pb chemical-abrasion \(“CA-TIMS”\) method: Combined annealing and multi-step dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. \*Chemical Geology\* 220: 47–56.](#)
258. Mattinson JM (2010) [Analysis of the relative decay constants of <sup>235</sup>U and <sup>238</sup>U by multi-step CA-TIMS measurements of closed-system natural zircon samples. \*Chemical Geology\* 275: 186–198.](#)
259. Mazzini A, Svensen H, Leanza HA, Corfu F, and Planke S (2010) [Early Jurassic shale chemostratigraphy and U–Pb ages from the Neuquén Basin \(Argentina\): Implications for the Toarcian Oceanic Anoxic Event. \*Earth and Planetary Science Letters\* 297: 633–645.](#)
260. McDowell, F.W., McIntosh, W.C., Farley, K.A., (2005) [A precise <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar reference age for the Durango apatite \(U–Th\)/He and fission-track dating standard. \*Chem. Geol.\* 214 \(3–4\), 249–263](#)
261. McLean NM, Bowring JF, and Bowring SA (2011) [An algorithm for U–Pb isotope dilution data reduction and uncertainty propagation. \*Geochemistry, Geophysics, Geosystems\* 12: Q0AA18.](#)
262. Mégard, F.; (1979) [Estudio Geológico de los Andes del Perú Central. Boletín N°8 Serie D: Estudios Especiales. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico \(INGEMMET\). p. 21–23](#)
263. Mégard, F., (1978). *Etude géologique des Andes du Pérou Central. Contribution a l'étude géologique des Andes N° 1. Mémoire ORSTROM, 86, Paris.*

264. Meldrum A, Boatner LA, Weber WJ, and Ewing RC (1998) [Radiation damage in zircon and monazite. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 62: 2509–2520.](#)
265. Memeti V, Paterson S, Matzel J, Mundil R, and Okaya D (2010) [Magmatic lobes as “snapshots” of magma chamber growth and evolution in large, composite batholiths: An example from the Tuolumne intrusion, Sierra Nevada, California. \*Geological Society of America Bulletin\* 122: 1912–1931.](#)
266. Meyers SR, Siewert SE, Singer BS, et al. (2012) [Intercalibration of radioisotopic and astrochronologic time scales for the Cenomanian–Turonian boundary interval, Western Interior Basin, USA. \*Geology\* 40: 7–10.](#)
267. Mezger K, Hanson GN, and Bohlen SR (1989) [High-precision U–Pb ages of metamorphic rutile: Application to the cooling history of high-grade terranes. \*Earth and Planetary Science Letters\* 96: 106–118.](#)
268. Mezger K and Krogstad EJ (1997) [Interpretation of discordant U–Pb zircon ages: An evaluation. \*Journal of Metamorphic Geology\* 15: 127–140.](#)
269. Mezger K, Rawnsley CM, Bohlen SR, and Hanson GN (1991) [U–Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: Implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts, New York. \*Journal of Geology\* 99: 415–428.](#)
270. Michard-Vitrac A, Lancelot J, Allegre CJ, and Moorbath S (1977) [U–Pb ages on single zircons from the Early Precambrian rocks of West Greenland and the Minnesota River Valley. \*Earth and Planetary Science Letters\* 35: 449–453.](#)
271. Miller JS, Matzel JP, Miller CF, Burgess SD, and Miller RB (2007) [Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. \*Journal of Volcanology and Geothermal Research\* 167: 282–299.](#)
272. Mišković et al. (2009) [Tectonomagmatic evolution of western Amazonia: geochemical characterization and zircon U–Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. \*Geological Society of America Bulletin\*, vol. 121, n. 9/10, pp. 1298–1324](#)
273. Miyashiro A. (1994) [Metamorphic petrology. New York, Oxford University. 416p](#)
274. Moecher DP and Samson SD (2006) [Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in the detrital zircon record: Implications for sedimentary provenance analysis. \*Earth and Planetary Science Letters\* 247: 252–266.](#)
275. Montel J-M, Foret S, Veschambre ML, Nicollet C, and Provost A (1996) [Electron microprobe dating of monazite. \*Chemical Geology\* 131: 37–53.](#)
276. Mpodozis, C., Kay, S.M., (1992). Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin* 104, 999-1014.
277. Mpodozis, C., Ramos, V.A., (1989). The Andes of Chile and Argentina, In: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemud, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, pp. 59-90.
278. Mukasa, S.B., Henry, D.J., (1990). The San-Nicolás batholith of Coastal Peru: Early Paleozoic continental arc or continental rift magmatism? *Journal of the Geological Society* 147, 27-39.
279. Müller W, Shelley M, Miller P, and Broude S (2009) [Initial performance metrics of a new custom-designed ArF excimer LA-ICPMS system coupled to a two-volume laser-ablation cell. \*Journal of Analytical Atomic Spectrometry\* 24: 209–214.](#)

280. Mundil R, Ludwig KR, Metcalfe I, and Renne PR (2004) [Age and timing of the Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed-system zircons. Science 305: 1760–1763.](#)
281. Mundil R, Metcalfe I, Ludwig KR, Renne PR, Oberli F, and Nicoll RS (2001) [Timing of the Permian–Triassic biotic crisis: Implications from new zircon U/Pb age data \(and their limitations\). Earth and Planetary Science Letters 187: 131–145.](#)
282. Mundil R, Zühlke R, Bechstaedt T, et al. (2003) [Cyclicities in Triassic platform carbonates: Synchronizing radio-isotopic and orbital clocks. Terra Nova 15: 81–87.](#)
283. Murphy JB, Fernandez-Suarez J, Keppie JD, and Jeffries TE (2004) [Contiguous rather than discrete Paleozoic histories for the Avalon and Meguma terranes based on detrital zircon data. Geology 32: 585–588.](#)
284. Myrow PM, Hughes NC, Searle MP, Fanning CM, Peng SC, and Parcha SK (2009) [Stratigraphic correlation of Cambrian–Ordovician deposits along the Himalaya: Implications for the age and nature of rocks in the Mount Everest region. Geological Society of America Bulletin 121: 323–332.](#)
285. Nasdala L, Pidgeon RT, and Wolf D (1996) [Heterogeneous metamictization of zircon on a microscale. Geochimica et Cosmochimica Acta 60: 1091–1097.](#)
286. Nasdala L, Pidgeon RT, Wolf D, and Irmer G (1998) [Metamictization and U–Pb isotopic discordance in single zircons: A combined Raman microprobe and SHRIMP ion probe study. Mineralogy and Petrology 62: 1–27.](#)
287. Nebel O, Scherer EE, and Mezger K (2011) [Evaluation of the  \$^{87}\text{Rb}\$  decay constant by age comparison against the U–Pb system. Earth and Planetary Science Letters 301: 1–8.](#)
288. Nemchin AA and Pidgeon RT (1999) [U–Pb ages on titanite and apatite from the Darling Range granite: Implications for Late Archean history of the southwestern Yilgarn Craton. Precambrian Research 96: 125–139.](#)
289. Oberli F, Fischer H, and Meier M (1990) [High-resolution  \$^{238}\text{U}\$ – \$^{206}\text{Pb}\$  zircon dating of Tertiary bentonites and the Fish Canyon Tuff: A test for age “concordance” by single-crystal analysis. Seventh International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Geological Society of Australia Special Publication, vol. 27, p. 74 \(Abstract\). Canberra: Geological Society of Australia.](#)
290. Oberli F, Meier M, Berger A, Rosenberg CL, and Gieré R (2004) [U–Th–Pb and  \$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}\$  disequilibrium isotope systematics: Precise accessory mineral chronology and melt evolution tracing in the Alpine Bergell intrusion. Geochimica et Cosmochimica Acta 68: 2543–2560.](#)
291. Oosthuyzen EJ and Burger AJ (1973) [The suitability of apatite as an age indicator by the uranium–lead isotope method. Earth and Planetary Science Letters 18: 29–36.](#)
292. Ovtcharova M, Bucher H, Schaltegger U, Galfetti T, Brayard A, and Guex J (2006) [New Early to Middle Triassic U–Pb ages from South China: Calibration with ammonoid biochronozones and implications for the timing of the Triassic biotic recovery. Earth and Planetary Science Letters 243: 463–475.](#)
293. Pankhurst, R.J., Herve, F., Fanning, C.M., Calderon, M., Niemeyer, H., Griem-Klee, S., Soto, F., (2016). The pre-Mesozoic rocks of northern Chile: U–Pb ages, and Hf and O isotopes. Earth-Science Reviews 152, 88–105.
294. Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I., Fanning, C.M., (1998). The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin, In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications, pp. 343–367.

295. Paquette JL and Tiepolo M (2007) [High resolution \(5 mm\) U-Th-Pb isotope dating of monazite with excimer laser ablation \(ELA\)-ICPMS](#). *Chemical Geology* 240: 222–237.
296. Parrish RR (1987) [An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology](#). *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section* 66: 99–102.
297. Parrish RR (1990) [U-Pb dating of monazite and its application to geological problems](#). *Canadian Journal of Earth Sciences* 27: 1431–1450.
298. Parrish RR and Krogh TE (1987) [Synthesis and purification of <sup>205</sup>Pb for U-Pb geochronology](#). *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section* 66: 103–110.
299. Parrish RR and Noble SR (2003) [Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution – Thermal ionization mass spectrometry \(ID-TIMS\)](#). In: Hanchar JM and Hoskin PWO (eds.) *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 53, pp. 183–213. Washington, DC: [Mineralogical Society of America](#).
300. Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J. & Hergt, J. (2011) [Iolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometric data](#). *Journal of Analytical Atomic Spectroscopy*, 26, 2508–2518
301. Paton C, Woodhead JD, Hellstrom JC, Hergt JM, Greig A, and Maas R (2010) [Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction](#). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11: Q0AA06.
302. Patterson C (1956) [Age of meteorites and the Earth](#). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 10: 230–237.
303. Paredes, J., (1994). Geología del Cuadrángulo de Jauja, Hoja 24-m. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional 48, Lima, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
304. Peterman EM, Mattinson JM, and Hacker BR (2012) [Multi-step TIMS and CA-TIMS monazite U-Pb geochronology](#). *Chemical Geology* 312–313: 58–73.
305. Petrus, J. & Kamber, B. (2012) [VizualAge: a novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction](#). *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36, 247–270
306. Pidgeon RT, O'Neil JR, and Silver LT (1966) [Uranium and lead isotopic stability in a metamict zircon under experimental hydrothermal conditions](#). *Science* 154: 1538–1540.
307. Pisonero J, Fliegel D, and Günther D (2006) [High efficiency aerosol dispersion cell for laser ablation-ICP-MS](#). *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 21. 922–931
308. Pfiffner, O.A., Gonzalez, L. (2013). Mesozoic–Cenozoic Evolution of the Western Margin of South America: Case Study of the Peruvian Andes. *Geosciences* 3, 262–310.
309. Polliand, M., Schaltegger, U., Frank, M., Fontboté, L., (2005). Formation of intra-arc volcanosedimentary basins in the western flank of the central Peruvian Andes during Late Cretaceous oblique subduction: field evidence and constraints from U-Pb ages and Hf isotopes. *International Journal of Earth Sciences* 94, 231–242.
310. Poujol M, Boulvais P, and Kosler J (2010) [Regional-scale Cretaceous albitization in the Pyrenees: Evidence from in situ U-Th-Pb dating of monazite, titanite and zircon](#). *Journal of the Geological Society* 167: 751–767.
311. Pratt, W.T., Duque, P., and Ponce, M., (2005) [An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador: Tectonophysics](#), v. 399, p. 251–278
312. Prowatke S and Klemme S (2005) [Effect of melt composition on the partitioning of trace elements between titanite and silicate melt](#). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69: 695–709.
313. Prowatke S and Klemme S (2006a) [Rare earth element partitioning between titanite and silicate melts: Henry's law revisited](#). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 4997–5012.
314. Prowatke S and Klemme S (2006b) [Trace element partitioning between apatite and silicate melts](#). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 4513–4527.

315. Rainbird RH, Heaman LM, and Young G (1992) [Sampling Laurentia: Detrital zircon geochronology offers evidence for an extensive Neoproterozoic river system originating from the Grenville orogen. \*Geology\* 20: 351–354.](#)
316. Ramezani J, Schmitz MD, Davydov VI, Bowring SA, Snyder WS, and Northrup CJ (2007) [High-precision U–Pb zircon age constraints on the Carboniferous–Permian boundary in the southern Urals stratotype. \*Earth and Planetary Science Letters\* 256: 244–257.](#)
317. Ramos, V.A., (2010). The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 77–91.
318. Ramos, V.A., (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, In: Kay, S.M. (Ed.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America Memoir 204, pp. 31–65.
319. Ramos, V.A., (2008). The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36, 289–324.
320. Ramos, V.A., Aleman, A., (2000). Tectonic evolution of the Andes, In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 635–685.
321. Ramos, V.A., (1988). The tectonics of the Central Andes; 30° to 33°S latitude, In: Clark, S., Burchfiel, D. (Eds.), *Processes in continental lithospheric deformation*, Special Paper of the Geological Society of America, pp. 31–54.
322. Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortes, J.M., Palma, M., (1986). Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5, 855–880.
323. Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., (1998). Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology* 26, 707–710.
324. Rasbury ET and Cole JM (2009) [Directly dating geologic events: U–Pb dating of carbonates. \*Reviews of Geophysics\* 47: RG3001.](#)
325. Rasmussen B, Fletcher IR, and Sheppard S (2005) [Isotopic dating of the migration of a low-grade metamorphic front during orogenesis. \*Geology\* 33: 773–776.](#)
326. Rasmussen B, Sheppard S, and Fletcher IR (2006) [Testing ore deposit models using in situ U–Pb geochronology of hydrothermal monazite: Paleoproterozoic gold mineralization in northern Australia. \*Geology\* 34: 77–80.](#)
327. Reddy SM, Timms NE, Trimby P, Kinny PD, Buchan C, and Blake K (2006) Crystal-plastic deformation of zircon: A defect in the assumption of chemical robustness. *Geology* 34: 257–260.
328. Reid M, Vazquez J, and Schmitt A (2011) [Zircon-scale insights into the history of a Supervolcano, Bishop Tuff, Long Valley, California, with implications for the Ti-in-zircon geothermometer. \*Contributions to Mineralogy and Petrology\* 161: 293–311.](#)
329. Renne PR, Karner DB, and Ludwig KR (1998) [Absolute ages aren't exactly. \*Science\* 282: 1840–1841.](#)
330. Renne PR, Mundil R, Balco G, Min K, and Ludwig KR (2010) [Joint determination of 40K decay constants and 40Ar\\*/40K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for 40Ar/39Ar geochronology. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 74: 5349–5367.](#)
331. Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G., and Cosca, M., (1997) [Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: New constraints for late Proterozoic–early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. \*Earth and Planetary Science Letters\*, v. 150, p. 427–441](#)



332. Rioux M, Bowring S, Duda's F, and Hanson R (2010) [Characterizing the U-Pb systematics of baddeleyite through chemical abrasion: Application of multi-step digestion methods to baddeleyite geochronology. Contributions to Mineralogy and Petrology 160: 777-801.](#)
333. Robb LJ, Davis DW, and Kamo SL (1990) [U-Pb ages on single detrital zircon grains from the Witwatersrand Basin, South Africa: Constraints on the age of sedimentation and on the evolution of granites adjacent to the basin. Journal of Geology 98: 311-328.](#)
334. Rodríguez, R., Cueva, E. & Carlotto, V. (2012) [Geología del Cuadrángulo de Cerro de Pasco \(22-k\) INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 144-164 p. 4 mapas](#)
335. Romer R and Siegesmund S (2003) [Why allanite may swindle about its true age. Contributions to Mineralogy and Petrology 146: 297-307.](#)
336. Romero, D., Valencia, K., Alarcon, P., Pena, D., Ramos, V.A., (2013). The offshore basement of Peru: Evidence for different igneous and metamorphic domains in the forearc. *Journal of South American Earth Sciences* 42, 47-60.
337. Rosas, S., Fontbote, L., Tankard, A., (2007). Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucara Basin, central Peru. *Journal of South American Earth Sciences* 24, 1-24.
338. Rubatto D (2002) [Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. Chemical Geology 184: 123-138.](#)
339. Rubatto D and Hermann J (2007) [Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. Chemical Geology 241: 38-61.](#)
340. Russell RD and Ahrens LH (1957) [Additional regularities among discordant lead-uranium ages. Geochimica et Cosmochimica Acta 11: 213-218.](#)
341. Sano Y, Terada K, and Fukuoka T (2002) [High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicate glass, apatite and zircon: Lack of matrix dependency. Chemical Geology 184: 217-230.](#)
342. Sánchez, A., (1983). Nuevos datos K-Ar en algunas rocas del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú* 71, 193-202.
343. Sánchez, A., (1995). Geología de los cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebamba y Bolívar (hojas 12-g, 12-h, 13-g, 13-h, 13-i, 14-h, 15-h), Lima, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
344. Sánchez, A., Carrasco, S., Galdos, J., Lipa, V., (2006). Geología del Batolito Gollón - Buldibuyo Informe Técnico (Código : A6139), Lima, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
345. Schaltegger U. (2007) [Hydrothermal zircon. Elements 3: 51-79.](#)
346. Schaltegger U, Brack P, Ovtcharova M, et al. (2009) [Zircon and titanite recording 1.5 million years of magma accretion, crystallization and initial cooling in a composite pluton \(southern Adamello batholith, northern Italy\). Earth and Planetary Science Letters 286: 208-218.](#)
347. Schaltegger U, Guex J, Bartolini A, Schoene B, and Ovtcharova M (2008) [Precise U-Pb age constraints for end-Triassic mass extinction, its correlation to volcanism and Hettangian post-extinction recovery. Earth and Planetary Science Letters 267: 266-275.](#)
348. Schaltegger, U., Chew, D., Miskovic, A., (2006). Neoproterozoic to early Mesozoic evolution of the western Gondwana margin: evidence from the Eastern Cordillera of Peru, XIII Congreso Peruano de Geología, Lima, October, 2006 (extended abstract).
349. Schaltegger U, Fanning CM, Günther D, Maurin JC, Schulmann K, and Gebauer D (1999) [Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-](#)

- [grade metamorphism: Conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. Contributions to Mineralogy and Petrology 134: 186–201.](#)
350. Scherer E, Münker C, and Mezger K (2001) [Calibration of the lutetium–hafnium clock. Science 293: 683–687.](#)
  351. Schreiber, D.W., (1989). Zur Genese von Goldquarzgängen der Pataz-Region im Rahmen der geologischen Entwicklung der Ostkordillere Nordperus (unter besonderer Berücksichtigung der Distrikte Parcoy, La Lima und Buldibuyo). Heidelberger Geowissenschaftliche Abhandlungen 29, 235 pp.
  352. Schreiber, D.W., Fontbote, L., Lochmann, D., (1990). Geologic Setting, paragenesis, and physicochemistry of gold quartz veins hosted by plutonic rocks in the Pataz region. Economic Geology 85, 1328-1347.
  353. Schmitt AK (2007) [Ion microprobe analysis of \(231Pa\)/\(235U\) and an appraisal of protactinium partitioning in igneous zircon. American Mineralogist 92: 691–694.](#)
  354. Schmitt AK, Danis̃i'k M, Evans NJ, et al. (2011) [Acigol rhyolite field, Central Anatolia \(part 1\): High-resolution dating of eruption episodes and zircon growth rates. Contributions to Mineralogy and Petrology 162: 1215–1231.](#)
  355. Schmitt AK, Stockli DF, Lindsay JM, Robertson R, Lovera OM, and Kislitsyn R (2010) [Episodic growth and homogenization of plutonic roots in arc volcanoes from combined U–Th and \(U–Th\)/He zircon dating. Earth and Planetary Science Letters 295: 91–103.](#)
  356. Schmitz MD and Bowring SA (2001) [U–Pb zircon and titanite sytematics of the Fish Canyon Tuff: An assessment of high-precision U–Pb geochronology and its application to young volcanic rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta 65: 2571–2587.](#)
  357. Schmitz MD and Bowring SA (2003a) [Constraints on the thermal evolution of continental lithosphere from U–Pb accessory mineral thermochronometry of lower crustal xenoliths, southern Africa. Contributions to Mineralogy and Petrology 144: 592–618.](#)
  358. Schmitz MD and Bowring SA (2003b) [Ultrahigh-temperature metamorphism in the lower crust during Neoproterozoic Ventersdorp rifting and magmatism, Kaapvaal Craton, southern Africa. Geological Society of America Bulletin 115: 533–548.](#)
  359. Schmitz MD and Bowring SA (2004) [Lower crustal granulite formation during Mesoproterozoic Namaqua-Natal collisional orogenesis, southern Africa. South African Journal of Geology 107: 261–284.](#)
  360. Schmitz MD and Davydov VI (2012) [Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration of the Pennsylvanian–Early Permian \(Cisuralian\) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation. Geological Society of America Bulletin 124: 549–577.](#)
  361. Schmitz MD and Schoene B (2007) [Derivation of isotope ratios, errors, and error correlations for U–Pb geochronology using 205Pb–235U–\(233U\)-spiked isotope dilution thermal ionization mass spectrometric data. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8: Q08006.](#)
  362. Schoene, B. (2014) [U–Th–Pb Geochronology. Treatise on Geochemistry \(Second Edition\) p341–378](#)
  363. Schoene B, Schaltegger U, Brack P, Latkoczy C, Stracke A, and Günther D (2012) [Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U–Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy. Earth and Planetary Science Letters 355–356: 162–173.](#)
  364. Schoene B, Guex J, Bartolini A, Schaltegger U, and Blackburn TJ (2010a) [Correlating the end-Triassic mass extinction and flood basalt volcanism at the 100,000-year level. Geology 38: 387–390.](#)

365. Schoene B, Latkoczy C, Schaltegger U, and Günther D (2010b) [A new method integrating high-precision U–Pb geochronology with zircon trace element analysis \(U–Pb TIMS-TEA\). \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 74: 7144–7159.](#)
366. Schoene B and Bowring SA (2010) [Rates and mechanisms of Mesoarchean magmatic arc construction, eastern Kaapvaal craton, Swaziland. \*Geological Society of America Bulletin\* 122: 408–429.](#)
367. Schoene B, de Wit MJ, and Bowring SA (2008) [Mesoarchean assembly and stabilization of the eastern Kaapvaal craton: A structural–thermochronological perspective. \*Tectonics\* 27: TC5010.](#)
368. Schoene B and Bowring SA (2007) [Determining accurate temperature–time paths in U–Pb thermochronology: An example from the SE Kaapvaal craton, southern Africa. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 71: 165–185.](#)
369. Schoene B, Crowley JL, Condon DC, Schmitz MD, and Bowring SA (2006) [Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U–Pb data. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 70: 426–445.](#)
370. Schoene, B., Bowring, S.A., (2006) [U–Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the  \$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}\$  standard MMhb. \*Contrib. Mineral. Petrol.\* 151 \(5\). 615–630](#)
371. Searle MP, Noble SR, Cottle JM, et al. (2007) [Tectonic evolution of the Mogok metamorphic belt, Burma \(Myanmar\) constrained by U–Th–Pb dating of metamorphic and magmatic rocks. \*Tectonics\* 26: TC3014.](#)
372. Selby D, Creaser RA, Stein HJ, Markey RJ, and Hannah JL (2007) [Assessment of the  \$^{187}\text{Re}\$  decay constant by cross calibration of Re–Os molybdenite and U–Pb zircon chronometers in magmatic ore systems. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 71: 1999–2013.](#)
373. Shaw CA, Heizler M, and Karlstrom KE (2004)  [\$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}\$  thermochronologic record of 1.45–1.35 Ga intracontinental tectonism in the southern Rocky Mountains: Interplay of conductive and advective heating with intracontinental deformation. In: Karlstrom KE and Keller GR \(eds.\) \*The Rocky Mountain Region: An Evolving Lithosphere. Geophysical Monograph Series\*, vol. 154, pp. 163–184. Washington, DC: American Geophysical Union.](#)
374. Shen S-Z, Crowley JL, Wang Y, et al. (2011) [Calibrating the end-Permian mass extinction. \*Science\* 334: 1367–1372.](#)
375. Shi, G.H., Li, X.H., Li, Q.L., Chen, Z.Y., Deng, J., Liu, Y.X., Kang, Z.J., Pang, E.C., Xu, Y.J., Jia, X.M., (2012). Ion Microprobe U–Pb Age and Zr-in-Rutile Thermometry of Rutiles from the Daixian Rutile Deposit in the Hengshan Mountains, Shanxi Province, China. *Economic Geology* 107, 525–535.
376. Shimizu N, Semet MP, and Allegre CJ (1978) [Geochemical applications of quantitative ion-microprobe analysis. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 42: 1321–1334.](#)
377. Silver LT and Deutsch S (1963) [Uranium–lead isotopic variations in zircons: A case study. \*Journal of Geology\* 71: 721–758.](#)
378. Sinha AK, Wayne DM, and Hewitt DA (1992) [The hydrothermal stability of zircon: Preliminary experimental and isotopic studies. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 56: 3551–3560.](#)
379. Sinha AK (2002) [Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 66: 2887–2901](#)
380. Slama, J., Košler, J., et al (2008) [Plešovice zircon—A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. \*Chemical Geology\*, 249, 1–35](#)

381. Smith ME, Chamberlain KR, Singer BS, and Carroll AR (2010) [Eocene clocks agree: Coeval  \$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}\$ , U–Pb, and astronomical ages from the Green River Formation. \*Geology\* 38: 527–530.](#)
382. Soddy F (1913) [Intra-atomic charge. \*Nature\* 92: 399–400.](#)
383. Spear FS (2010) [Monazite–allanite phase relations in metapelites. \*Chemical Geology\* 279: 55–62.](#)
384. Spear FS and Pyle JM (2002) [Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. In: Kohn MJ, Rakovan J, and Hughes JM \(eds.\) \*Phosphates: Geochemical, Geobiological, and Materials Importance. Reviews in Mineralogy and Geochemistry\*, vol. 48. pp. 293–336. Washington, DC: Mineralogical Society of America.](#)
385. Spear FS. (1993) [Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths. Washington, DC, Mineral. Soc. Am.](#)
386. Spikings, R., Reitsma, M.J., Boekhout, F., Mišković, A., Ulianov, A., Chiaradia, M., Gerdes, A. and Schaltegger, U. (in press). Characterization of Triassic Rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research*.
387. Stacey JC and Kramers JD (1975) [Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. \*Earth and Planetary Science Letters\* 26: 207–221.](#)
388. Steiger RH and Jäger E (1977) [Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. \*Earth and Planetary Science Letters\* 36: 359–362.](#)
389. Steiger RH and Wasserburg GJ (1966) [Systematics in the  \$^{208}\text{Pb}\$ – \$^{232}\text{Th}\$ ,  \$^{207}\text{Pb}\$ – \$^{235}\text{U}\$ , and  \$^{206}\text{Pb}\$ – \$^{238}\text{U}\$  systems. \*Journal of Geophysical Research\* 71: 6065–6090.](#)
390. Stern RA and Amelin Y (2003) [Assessment of errors in SIMS zircon U–Pb geochronology using a natural zircon standard and NIST SRM 610 glass. \*Chemical Geology\* 197: 111–142.](#)
391. Stewart J.H., Gehrels GE, Barth AP, Link PK, Christie-Blick N, and Wrucke CT (2001) [Detrital zircon provenance of Mesoproterozoic to Cambrian arenites in the western United States and northwestern Mexico. \*Geological Society of America Bulletin\* 113: 1343–1356](#)
392. Stewart, J.W.; Evernden, J.F. & Snelling, N.J. (1974) [Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. \*Bull. Geol. Soc. Am.\*, 85\(7\):1107–1116](#)
393. Stirling CH, Andersen MB, Potter E-K, and Halliday AN (2007) [Low-temperature isotopic fractionation of uranium. \*Earth and Planetary Science Letters\* 264: 208–225](#)
394. Storey CD, Smith MP, and Jeffries TE (2007) [In situ LA-ICP-MS U–Pb dating of metavolcanics of Norrbotten, Sweden: Records of extended geological histories in complex titanite grains. \*Chemical Geology\* 240: 163–181](#)
395. Suzuki K and Adachi M (1994) [Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: Their origin and implications for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea. \*Tectonophysics\* 235: 277–292](#)
396. Sylvester PJ (2008) [LA-\(MC\)-ICP-MS trends in 2006 and 2007 with particular emphasis on measurement uncertainties. \*Geostandards and Geoanalytical Research\* 32: 469–488](#)
397. Tassinari, C.C.G., Castroviejo, R., Rodrigues, J.F., Acosta, J., Pereira, E., (2011). A Neoproterozoic age for the chromitite and gabbro of the Tapo ultramafic Massif, Eastern Cordillera, Central Peru and its tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 429–437.
398. Tera F and Wasserburg GJ (1972a) [U–Th–Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions. \*Earth and Planetary Science Letters\* 17: 36–51](#)
399. Tera F and Wasserburg GJ (1972b) [U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. \*Earth and Planetary Science Letters\* 14: 281–304](#)

400. Thirlwall MF (2000) [Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a 207Pb–204Pb double spike](#). *Chemical Geology* 163: 299–322.
401. Thomas, W.A., Astini, R.A., Mueller, P.A., Gehrels, G.E., Wooden, J.L., (2004). Transfer of the Argentine Precordillera terrane from Laurentia: Constraints from detrital-zircon geochronology. *Geology* 32, 965–968.
402. Thomson, S.N., Gehrels, G.E., Ruiz, J., Buchwaldt, R., (2012) [Routine low-damage apatite U–Pb dating using laser ablation-multicollector-ICPMS](#). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13.
403. Tilton GR (1960) [Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages](#). *Journal of Geophysical Research* 65: 2933–2945
404. Tilton GR and Grunenfelter MH (1968) [Sphene: Uranium–lead ages](#). *Science* 159: 1458–1461
405. Todt W, Cliff RA, Hanser A, and Hofmann AW (1996) [Evaluation of a 202Pb–205Pb double spike for high-precision lead isotope analysis](#). In: Basu A and Hart S. (eds.) *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. *Geophysical Monograph Series*, vol. 95, pp. 429–437. Washington, DC: American Geophysical Union
406. Toulkeridis T, Peucker-Ehrenbrink B, Clauer N, Kröner A, Schidlowski M, and Todt W (2010) [Pb–Pb age, stable isotope and chemical composition of Archaean magnesite, Barberton Greenstone Belt, South Africa](#). *Journal of the Geological Society* 167: 943–952
407. Tucker RD, Krogh TE, Ross RJ Jr., and Williams SH (1990) [Time-scale calibration by high-precision U/Pb zircon dating of interstratified volcanic ashes in the Ordovician and Lower Silurian stratotypes of Britain](#). *Earth and Planetary Science Letters* 100: 51–58
408. Tucker RD, Raheim A, Krogh TE, and Corfu F (1986) [Uranium–lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss Region, south-central Norway](#). *Earth and Planetary Science Letters* 81: 203–211
409. Van Achterbergh E, Ryan CG, Jackson SE, and Griffin WL (2001) [Data reduction software for LA-ICPMS: Appendix](#). In: Sylvester PJ (ed.) *Laser Ablation ICP–MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, vol. 29, pp. 239–243. Ottawa: Mineralogical Association of Canada
410. Vavra G, Gebauer D, Schmid R, and Compston W (1996) [Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone \(Southern Alps\): An ion microprobe \(SHRIMP\) study](#). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122: 337–358
411. Verts LA, Chamberlain KR, and Frost CD (1996) [U–Pb sphene dating of metamorphism: The importance of sphene growth in the contact aureole of the Red Mountain pluton, Laramie Mountains, Wyoming](#). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125: 186–199.
412. Villeneuve M, Sandeman HA, and Davis WJ (2000) [A method for intercalibration of U–Th–Pb and 40Ar–39Ar ages in the Phanerozoic](#). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64: 4017–4030
413. VIM: Joint Committee for Guides in Metrology (2012) International vocabulary of metrology – basic and general concepts and associated terms (VIM). JCGM vol. 200. <http://www.bipm.org/vim>
414. Viskupic K and Hodges K (2001) [Monazite–xenotime thermochronometry: Methodology and an example from the Nepalese Himalaya](#). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141: 233–247.
415. Voice PJ, Kowalewski M, and Eriksson KA (2011) [Quantifying the timing and rate of crustal evolution: Global compilation of radiometrically dated detrital zircon grains](#). *Journal of Geology* 119: 109–126



416. von Huene, R., Scholl, D.W., (1991). Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics* 29, 279-316.
417. Vry JK and Baker JA (2006) [LA-MC-ICPMS Pb-Pb dating of rutile from slowly cooled granulites: Confirmation of the high closure temperature for Pb diffusion in rutile. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 70: 1807-1820.](#)
418. Wasserburg GJ (1963) [Diffusion processes in lead-uranium systems. \*Journal of Geophysical Research\* 68: 4823-4846](#)
419. Wasserburg GJ, Jacousen SB, DePaolo DJ, McCulloch MT, and Wen T (1981) [Precise determinations of Sm/Nd ratios. Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 45: 2311-2323](#)
420. Watson EB and Harrison TM (2005) [Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. \*Science\* 308: 841-844](#)
421. Watson E, Wark D, and Thomas J (2006) [Crystallization thermometers for zircon and rutile. \*Contributions to Mineralogy and Petrology\* 151: 413-433](#)
422. Wayne DM and Sinha AK (1988) [Physical and chemical response of zircons to deformation. \*Contributions to Mineralogy and Petrology\* 98: 109-121](#)
423. Wayne D, Sinha A, and Hewitt D (1992) [Differential response of zircon U-Pb isotopic systematics to metamorphism across a lithologic boundary: An example from the Hope Valley Shear Zone, southeastern Massachusetts, USA. \*Contributions to Mineralogy and Petrology\* 109: 408-420](#)
424. Wendt I (1984) [A three-dimensional U/Pb discordia plane to evaluate samples with common lead of unknown isotopic composition. \*Chemical Geology\* 46: 1-12](#)
425. Wendt I and Carl C (1991) [The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. \*Chemical Geology\* 86: 275-285](#)
426. Wasteneys, H.A., Clark, A.H., Farrar, E., and Langridge, R.J., (1995), [Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru; a Laurentia-Gondwana link: \*Earth and Planetary Science Letters\*, v. 132, p. 63-73](#)
427. Wetherill GW (1956) [Discordant uranium-lead ages. \*Transactions of the American Geophysical Union\* 37: 320-326](#)
428. Weyer S, Anbar AD, Gerdes A, Gordon GW, Algeo TJ, and Boyle EA (2008) [Natural fractionation of  \$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}\$ . \*Geochimica et Cosmochimica Acta\* 72: 345-359](#)
429. White LT and Ireland TR (2012) [High-uranium matrix effect in zircon and its implications for SHRIMP U-Pb age determinations. \*Chemical Geology\* 306-307: 78-91](#)
430. White NM, Parrish RR, Bickle MJ, Najman YMR, Burbank D, and Maithani A (2001) [Metamorphism and exhumation of the NW Himalaya constrained by U-Th-Pb analyses of detrital monazite grains from early foreland basin sediments. \*Journal of the Geological Society\* 158: 625-635](#)
431. Wiedenbeck, M., Alle, P., et al (1995) [Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. \*Geostandards Newsletter\*, 19, 1-23](#)
432. Williams IS (1998) [U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben MA, Shanks WC III, and Ridley WI \(eds.\) \*Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes\*. \*Reviews in Economic Geology\*, vol. 7, pp. 1-35. Littleton, CO: Society of Economic Geologists](#)
433. Williams IS, Compston W, Black LP, Ireland TR, and Foster JJ (1984) [Unsupported radiogenic Pb in zircon: A cause of anomalously high Pb-Pb, U-Pb and Th-Pb ages. \*Contributions to Mineralogy and Petrology\* 88: 322-327](#)

434. Williams ML and Jercinovic MJ (2002) [Microprobe monazite geochronology: Putting absolute time into microstructural analysis. Journal of Structural Geology 24: 1013–1028](#)
435. Williams ML, Jercinovic MJ, and Hetherington CJ (2007) [Microprobe monazite geochronology: Understanding geologic processes by integrating composition and chronology. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 35: 137–175](#)
436. Willigers BJA, Baker JA, Krogstad EJ, and Peate DW (2002) [Precise and accurate in situ Pb–Pb dating of apatite, monazite, and sphene by laser ablation multiple-collector ICP-MS. Geochimica et Cosmochimica Acta 66: 1051–1066](#)
437. Willner, A.P., Tassinari, C.C.G., Rodrigues, J.F., Acosta, J., Castroviejo, R., Rivera, M., (2014). Contrasting Ordovician high- and low-pressure metamorphism related to a microcontinent-arc collision in the Eastern Cordillera of Peru (Tarma province). *Journal of South American Earth Sciences* 54, 71-81.
438. Wilson, J., Reyes, L., (1964). Geología del Cuadrángulo de Pataz, Carta Geológica Nacional, Boletín Serie A 9, 91 p., Lima, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
439. Wilson, J., Reyes, L., Garayar, J., (1995). Geología de los Cuadrángulos de Pallasca, Tayabamba, Corongo, Pomabamba, Carhuaz y Huari Escala 1:100 000, Carta Geológica Nacional, Boletín Serie A 60, 63 p., Lima, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
440. Wing BA, Ferry JM, and Harrison TM (2003) [Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: Petrology and geochronology. Contributions to Mineralogy and Petrology 145: 228–250](#)
441. Witt, W.K., Hagemann, S.G., Villanes, C., Zeng, Q.T., (2013). New geochronological results and structural evolution of the Pataz gold mining district: Implications for the timing and origin of the batholith-hosted veins. *Ore Geology Reviews* 50, 143-170.
442. Yardley BWD, Mackenzie WS, Guilford C. (1990) [Atlas of metamorphic rocks and their textures. New York, John Wiley and Sons. 120p](#)
443. York D (1967) [The best isochron. Earth and Planetary Science Letters 2: 479–482](#)
444. York D (1968) [Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. Earth and Planetary Science Letters 5: 320–324.](#)
445. York D, Evensen NM, Lopez Martinez M, and De Basabe Delgado J (2004) [Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line. American Journal of Physics 72: 367–375](#)
446. Yuan H-L, Gao S, Dai M-N, et al. (2008) [Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. Chemical Geology 247: 100–118](#)
447. Zack, T., Stockli, D.F., Luvizotto, G.L., Barth, M.G., Belousova, E., Wolfe, M.R., Hinton, R.W., (2011). In situ U–Pb rutile dating by LA-ICP-MS: <sup>208</sup>Pb correction and prospects for geological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(3): 515–530.
448. Zack T, Moraes R, and Kronz A (2004) [Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 148: 471–488](#)
449. Zimmermann, U., Bahlburg, H., Mezger, K., Berndt, J., Kay, S.M., (2014) Origin and age of ultramafic rocks and gabbros in the southern Puna of Argentina: an alleged Ordovician suture revisited. *International Journal of Earth Sciences* 103, 1023-1036.

- 450. Zhang S, Jiang G, Zhang J, Song B, Kennedy MJ, and Christie-Blick N (2005) [U-Pb sensitive high-resolution on microprobe ages from the Duoshantuo Formation in south China: Constraints on late Neoproterozoic glaciations. Geology 33: 473–476.](#)
- 451. Zheng Y-F (1992) [The three-dimensional U/Pb method: Generalized models and implications for U-Pb two-stage systematics. Chemical Geology 100: 3–18](#)
- 452. Zhu XK, O’Nions RK, Belshaw NS, and Gibb AJ (1997) [Significance of in situ SIMS chronometry of zoned monazite from the Lewisian granulites, northwest Scotland. Chemical Geology 135: 35–53.](#)

Anexo I

# Petrográfico

### FW2-001 (Granodiorita de Lampa)

Intrusivo granodiorítico de grano grueso constituido de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico microclina. La plagioclasa se encuentra reemplazada por sericita. A pesar de que la roca no exhibe una foliación conspicua, la biotita se presenta torcida y reemplazada de forma pervasiva por clorita, y el cuarzo presenta extinción ondulante. Este intrusivo se encuentra cortando a las filitas y las psammitas del Complejo Huaytapallana.

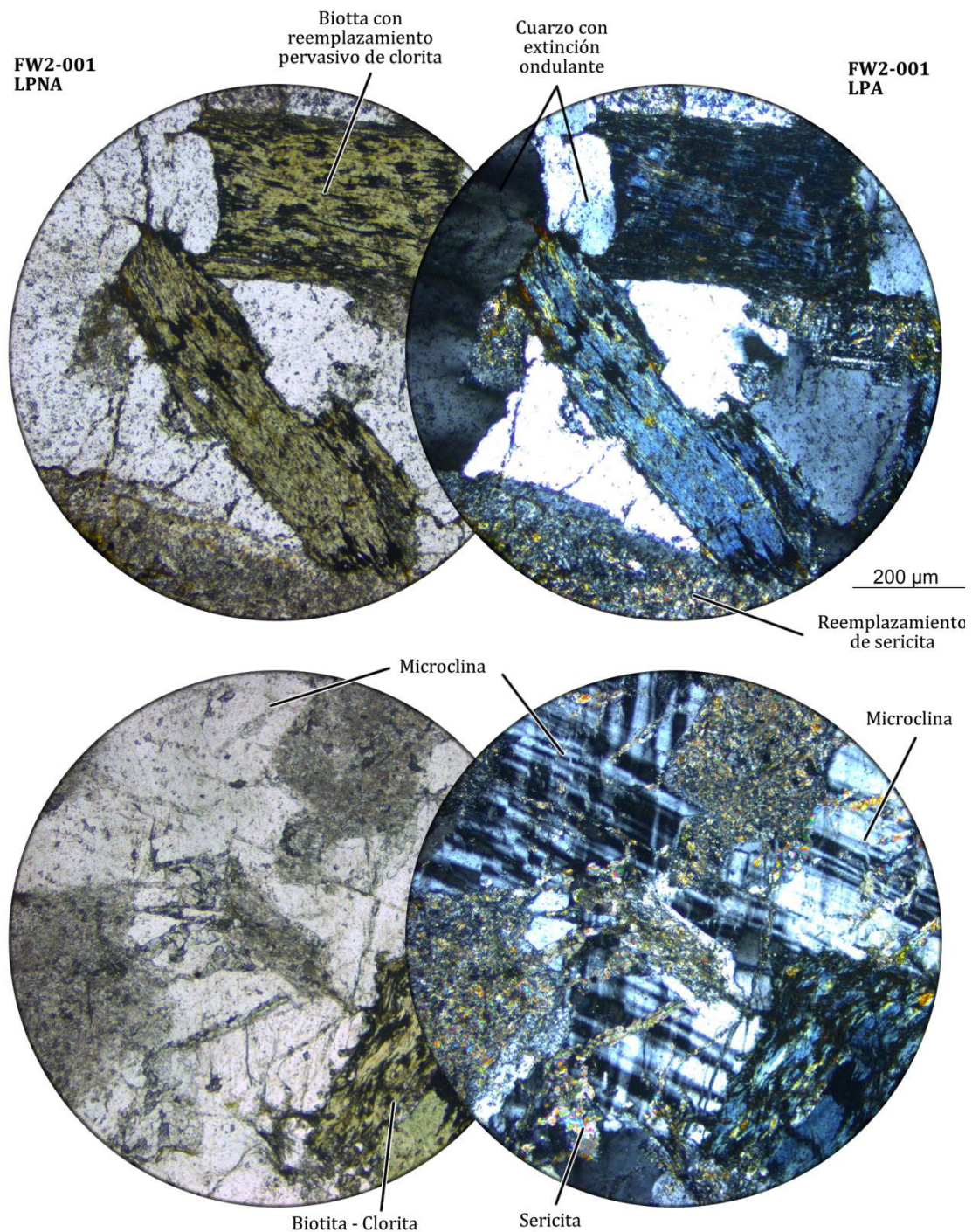
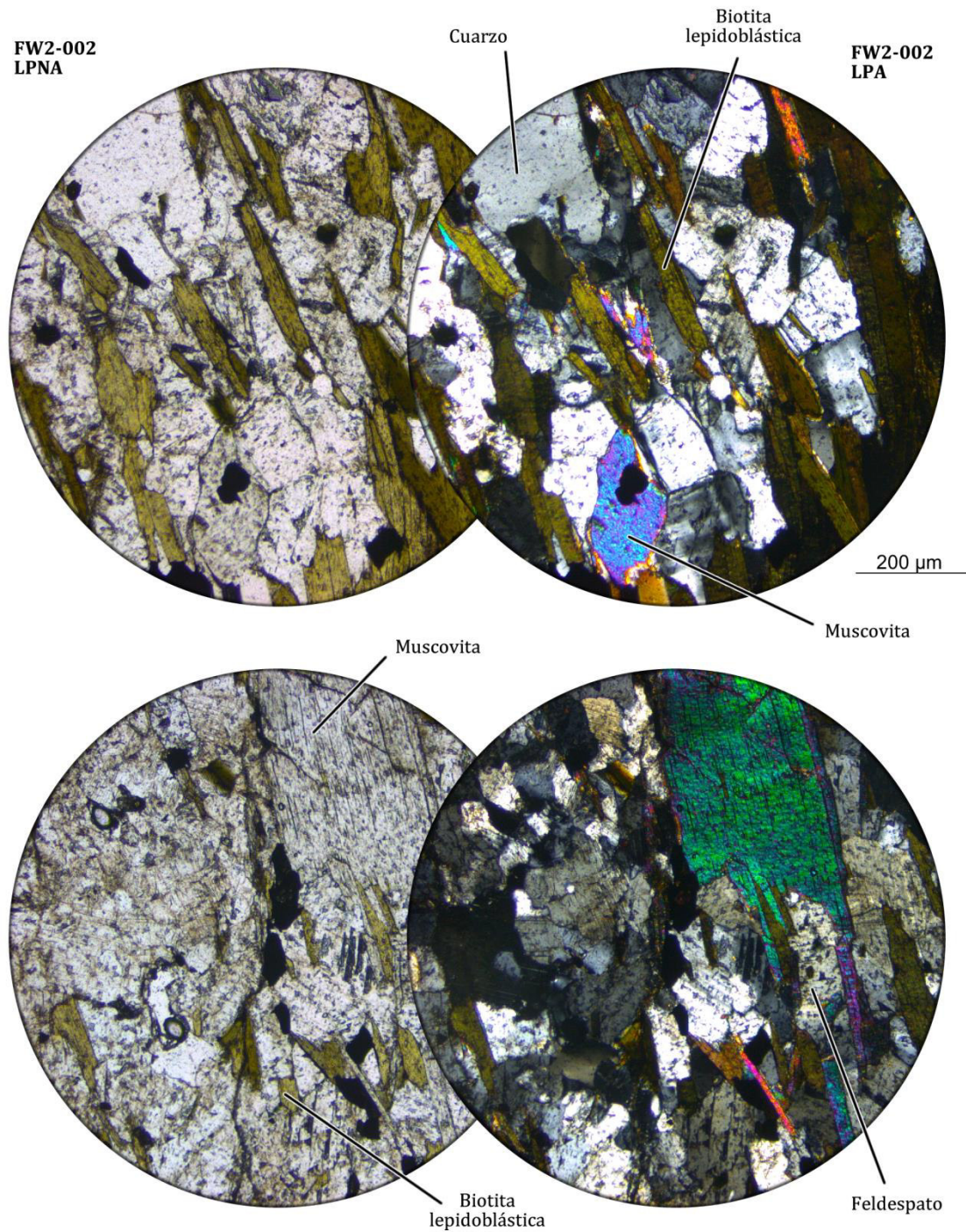


Figura AII.1. Muestra FW2-001.



### FW2-002: (Intrusivo Félsico de Pariahuanca)

Intrusivo de tendencia félsica (micro-granito), con una foliación pronunciada definida por biotita y muscovita, además de contener cuarzo, plagioclasa y microclina. No se observan expuestos los contactos con el Complejo Huaytapallana, pero se encuentra claramente cortado por el intrusivo descrito en la muestra FW2-003.

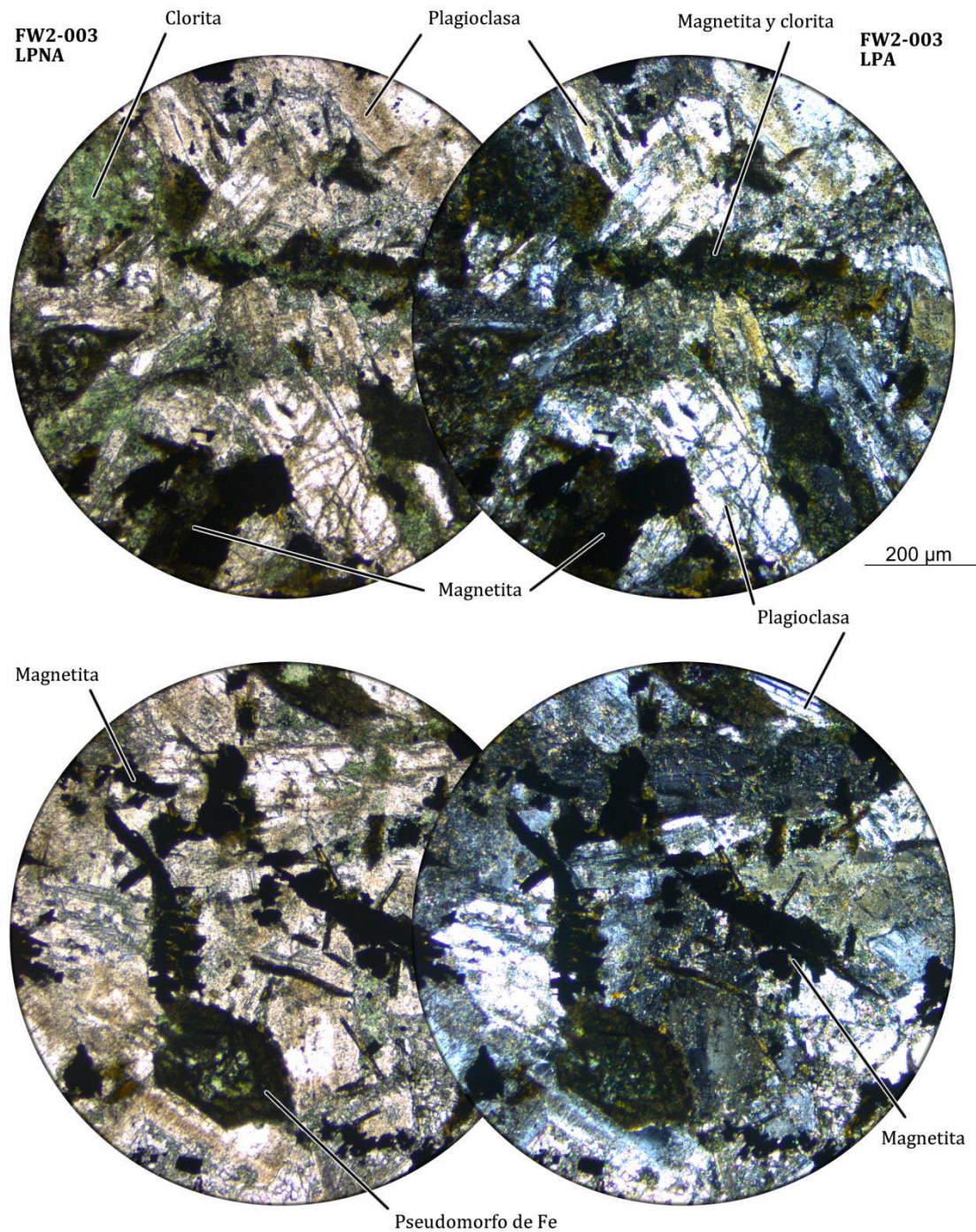


**Figura AII.2.** Muestra FW2-002.



### FW2-003 (Intrusivo Máfico de Pariahuanca)

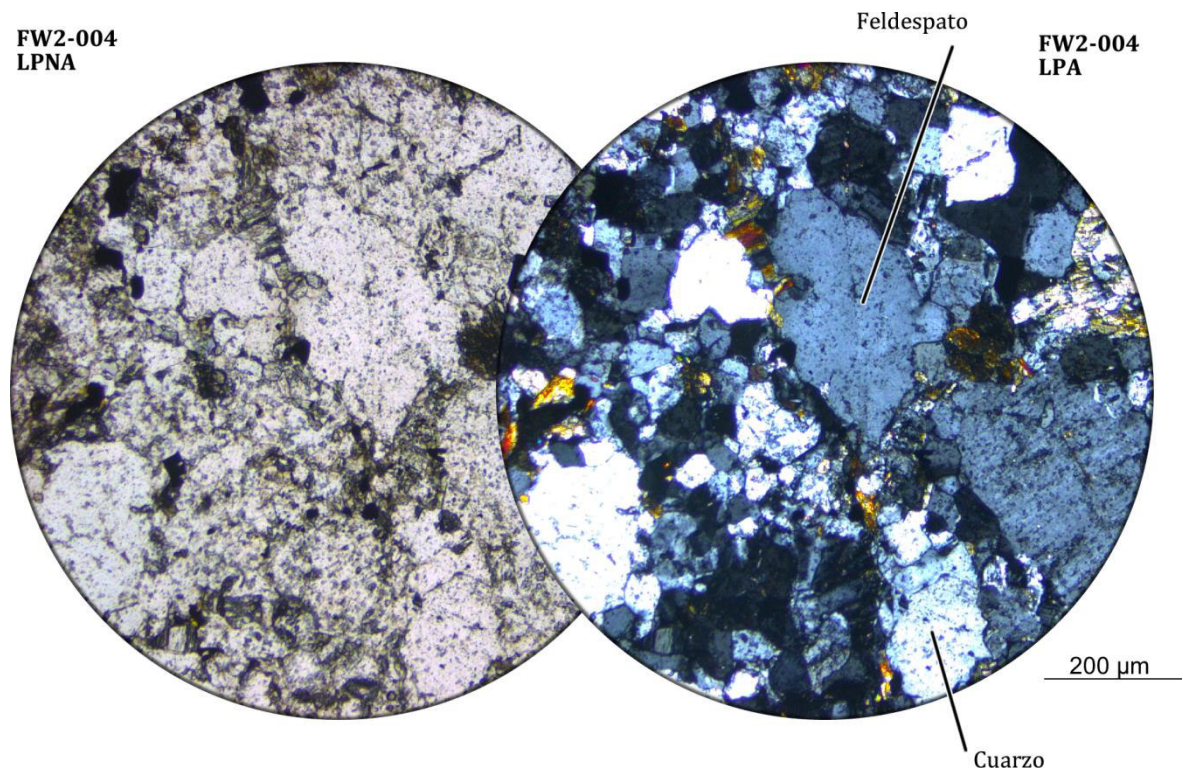
Metadolerita con textura magmática de plagioclasa y pseudomorfos de fenocristales de Fe, ahora reemplazados por clorita y magnetita. En sección delgada muestra una textura intergranular con cristales subhedrales. Este intrusivo máfico corta al intrusivo félsico descrito en la muestra FW2-002



**Figura AII.3.** Muestra FW2-003.

**FW2-004 (Psammita de Yerba Buena)**

Roca metasedimentaria, psammita constituida de cuarzo, plagioclasa, microclina, muscovita, clorita y epídota, con desarrollo de una foliación moderada

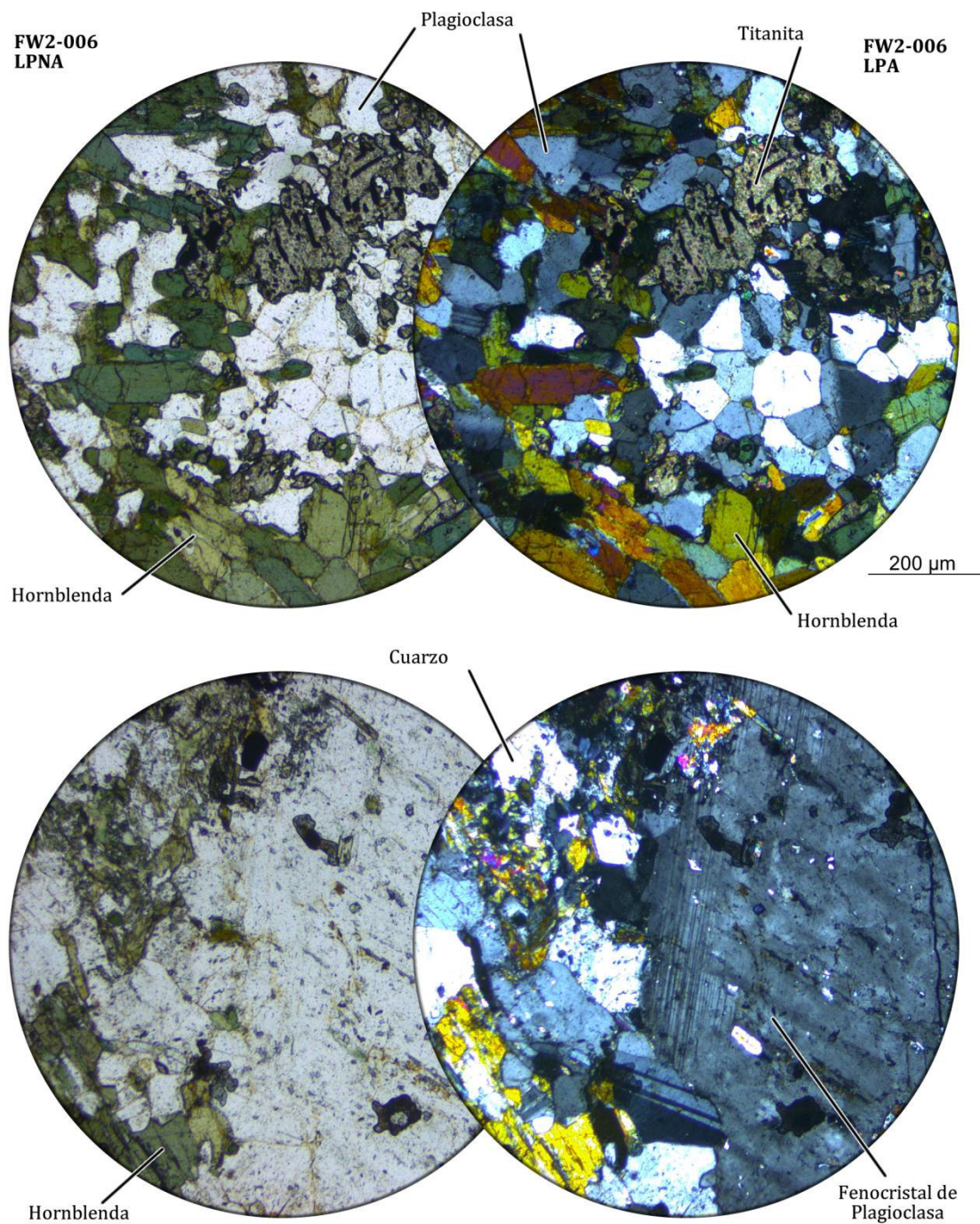


**Figura AII.4.** Muestra FW2-004.



### FW2-006 (Cuerpo subvolcánico porfirítico de Ocoro)

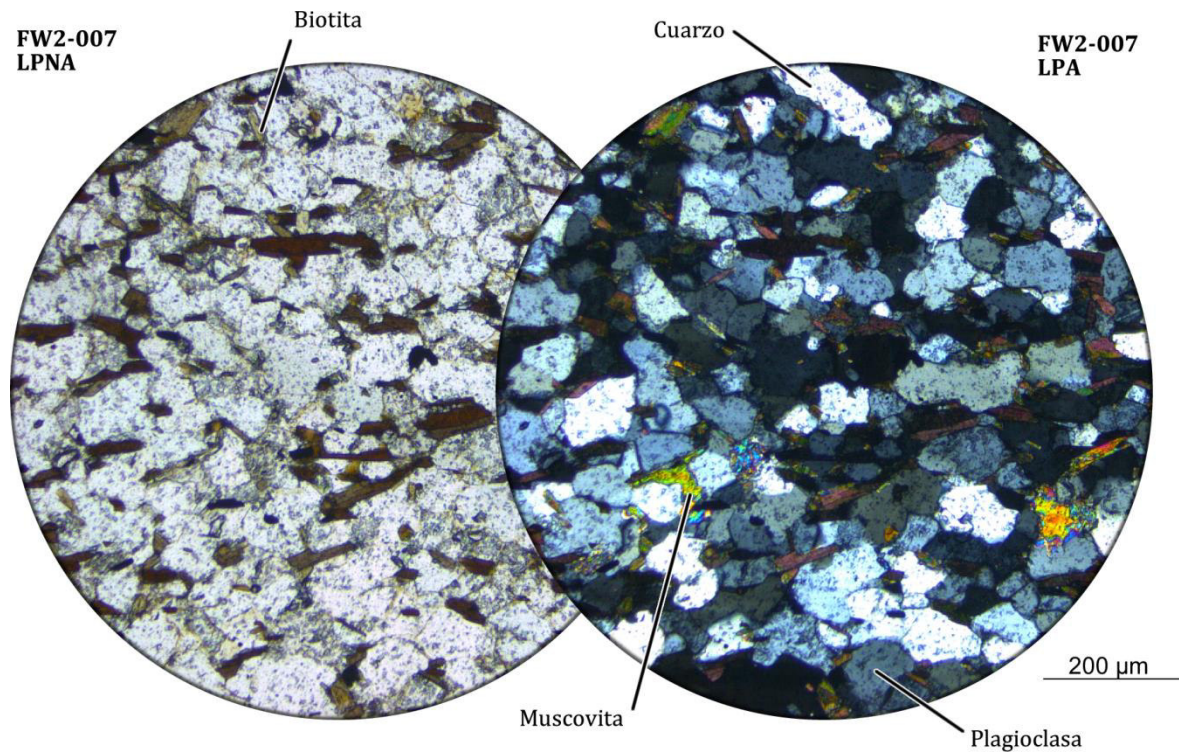
Meta-dolerita, constituida de hornblenda, plagioclasa, titanita y epídota, con una foliación bien desarrollada en sección delgada. En muestra de mano y en afloramiento, la roca tiene una textura porfírica definida por grandes pseudomorfos de plagioclasa (en sección delgada ahora reemplazados totalmente por sericita), se interpreta como un intrusivo subvolcánico, de tendencia máfica, metamorfozido.



**Figura AII.5.** Muestra FW2-006.

### FW2-007 (Psammita de Chuyas)

Roca metasedimentaria, psammite constituida de cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita y epídota, con una foliación bien desarrollada.



**Figura AII.6.** Muestra FW2-007.



### FW2-010 (Intrusivo Granítico de Páhuil – Batolito de Villa Azul)

Granodiorita de grano grueso constituida de cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita y hornblenda, de textura hipidiomórfica. La plagioclasa muestra zonamiento oscilatorio bien definido. Esta roca contiene enclaves de facies máficas de grano fino, con una textura intergranular compuesta principalmente de plagioclasas y hornblenda. La roca presenta una foliación débil, definida principalmente por biotita y hornblenda prismática.

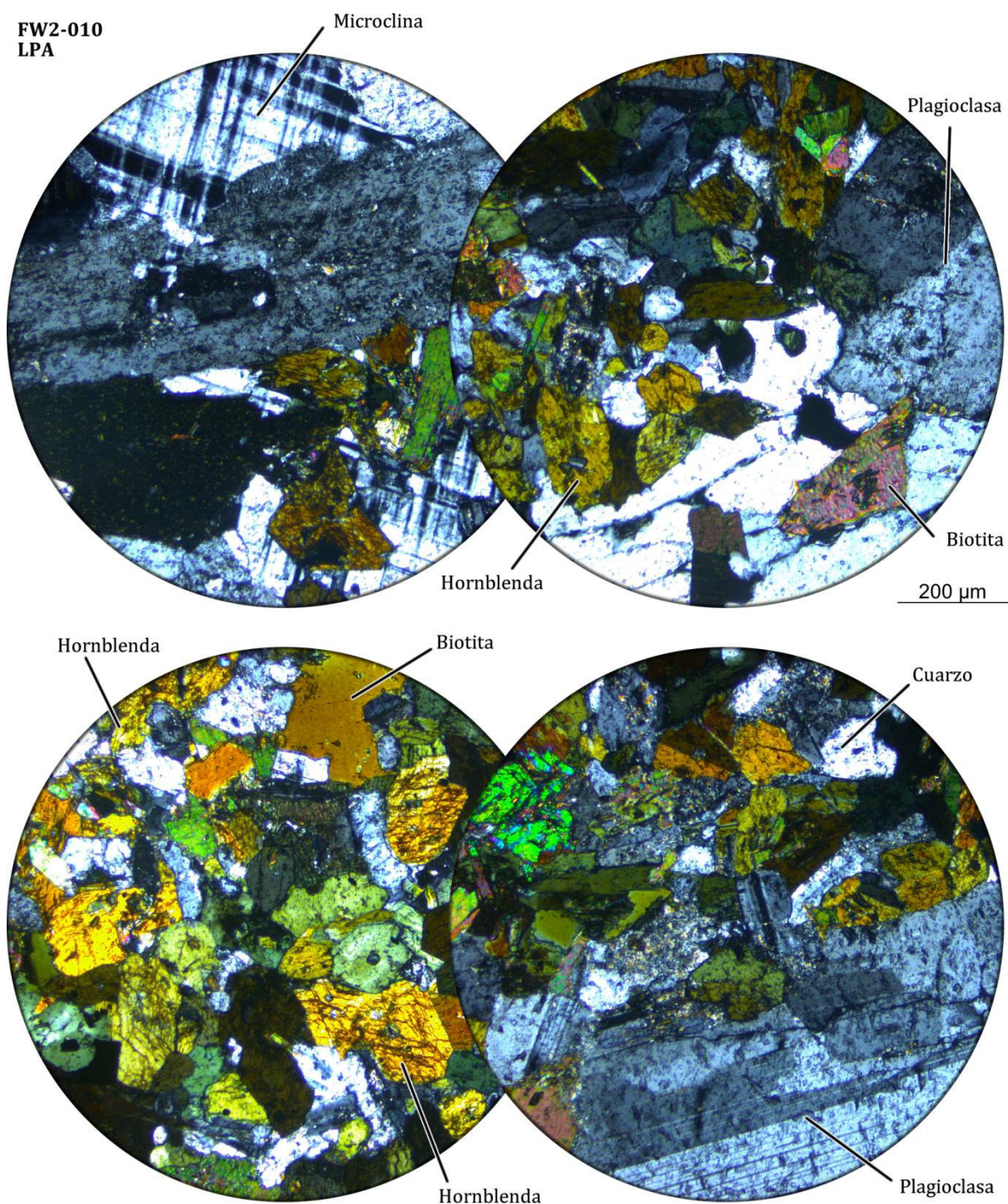
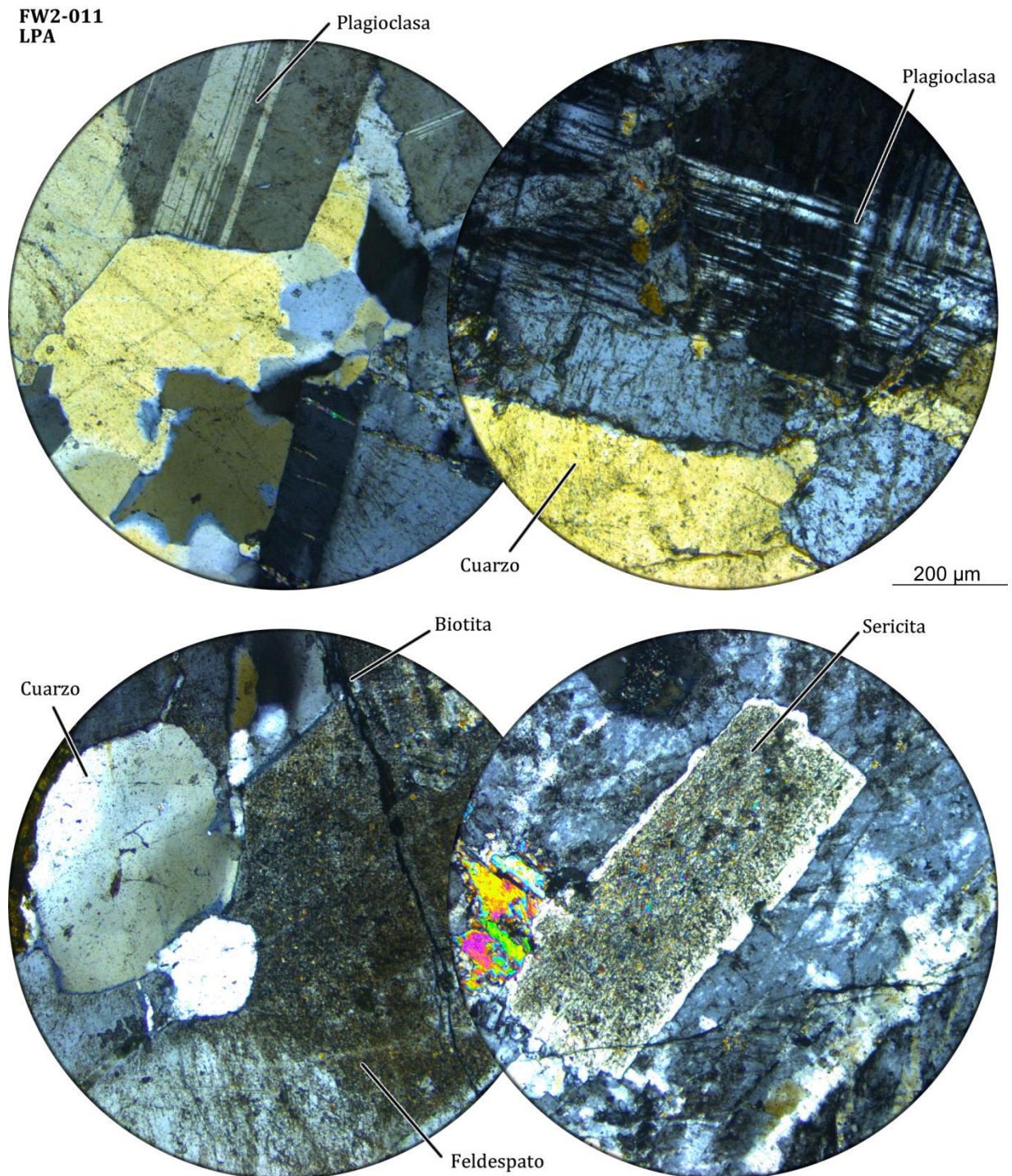


Figura AII.7. Muestra FW2-010.



### FW2-011 (Granodiorita de Muchac)

Granito de grano grueso constituido de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, con cristales euhedrales de feldespato con reemplazamiento pervasivo de sericita, y cantidades menores de biotita. Esta última se encuentra torcida y muy alterada a clorita. Se encuentra en contacto fallado con los esquistos del Complejo Huaytapallana.

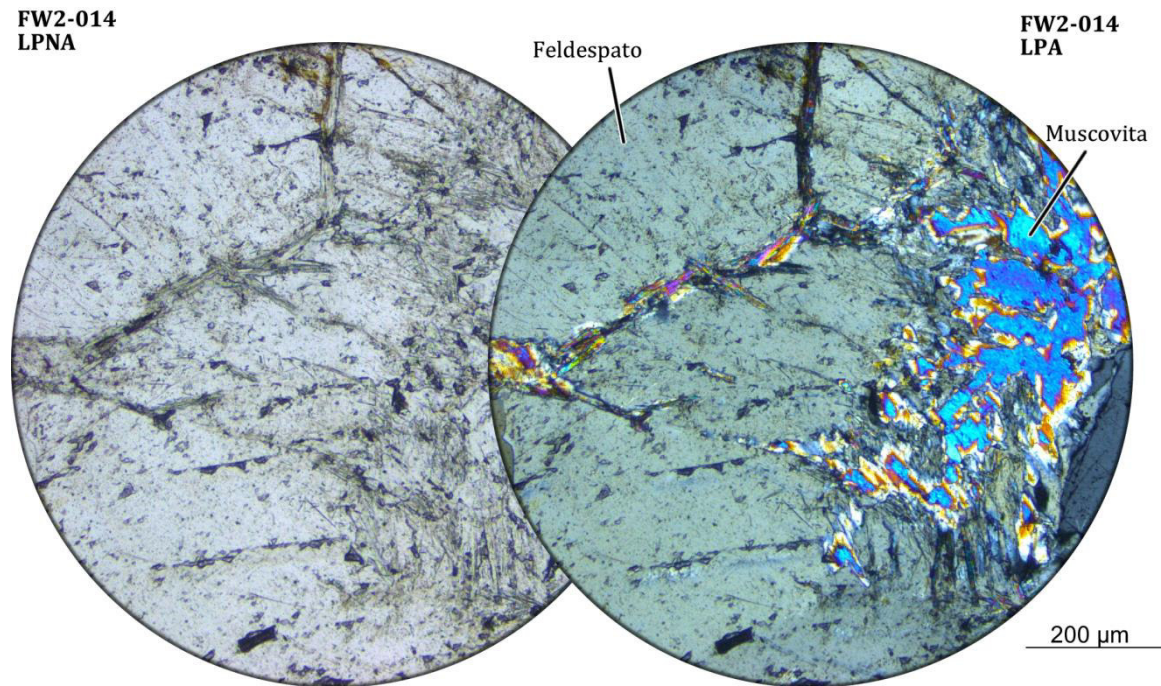


**Figura AII.8.** Muestra FW2-011.



### FW2-014 (Pegmatita de Puquián)

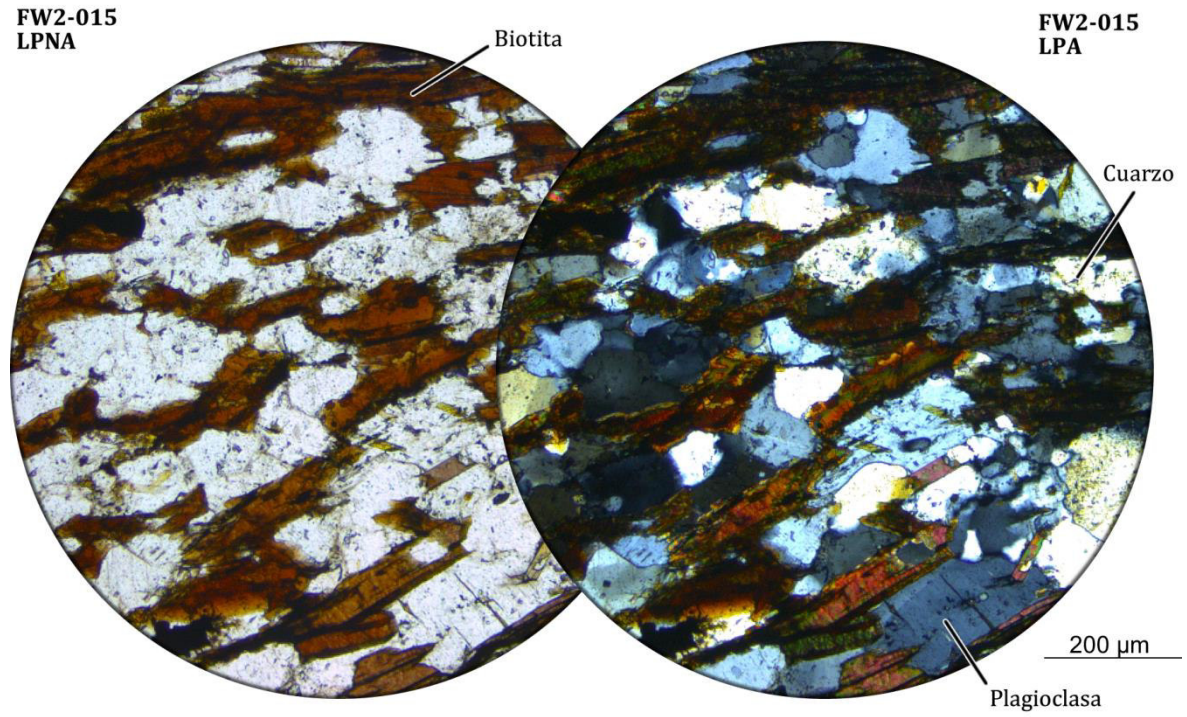
Pegmatita de grano muy grueso constituida principalmente de feldespato plagioclasa, cuarzo y apatito, y vetillosos tardíos de muscovita. Esta pegmatita corta claramente a los esquistos del Complejo Huaytapallana.



**Figura AII.9.** Muestra FW2-014.

### FW2-015 (Psammita de Puquién)

Roca metasedmentaria, psammita constituida de cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita, con una foliación muy bien desarrollada. Su afloramiento no tiene contactos expuestos.

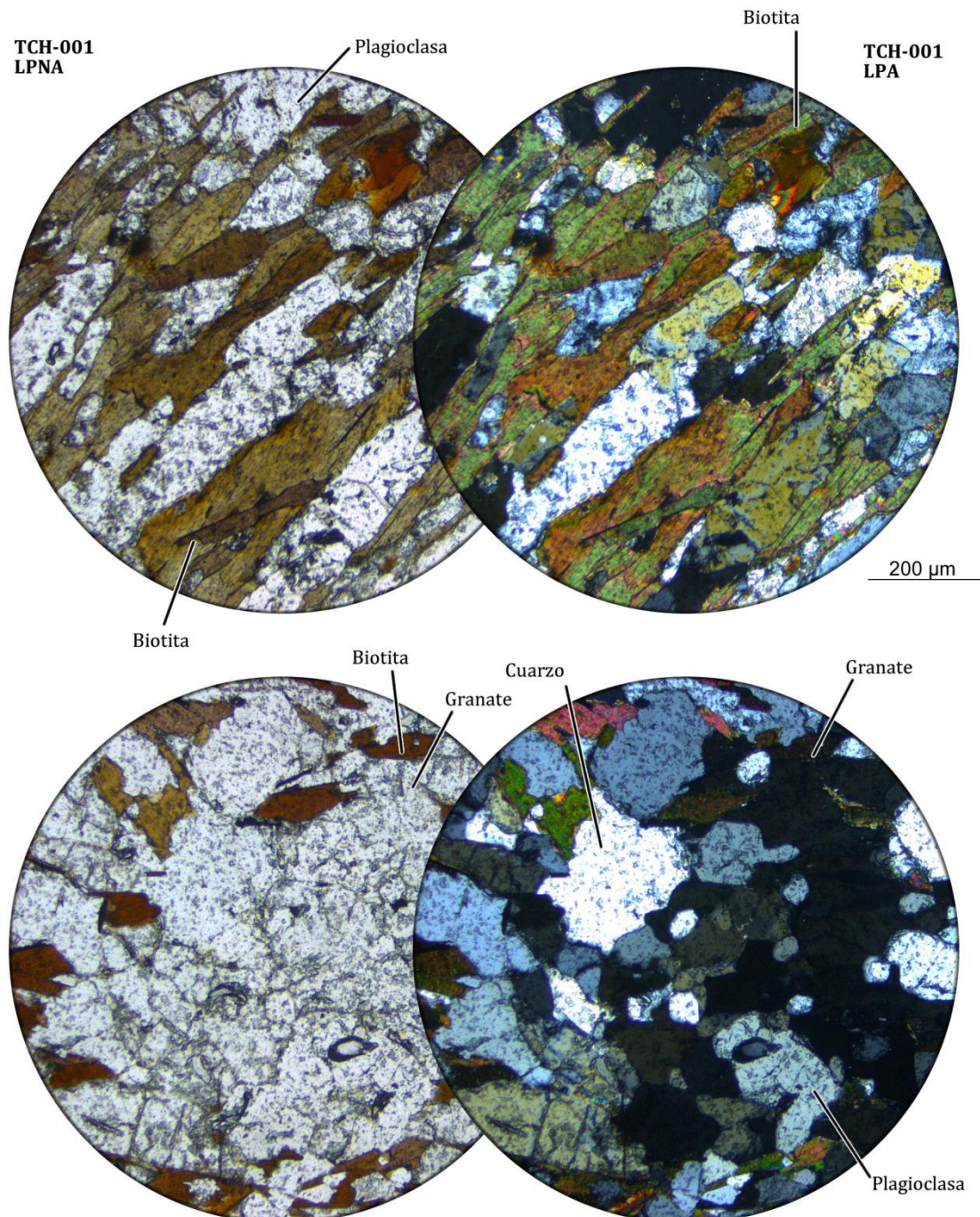


**Figura AII.10.** Muestra FW2-015.



### TCH-001 (Paragneiss del Lago Lasuntay)

Paragneiss constituido de granate, biotita, plagioclasa y cuarzo. Los granates tienen hasta 5mm de diámetro, pero han sido en gran parte reabsorbidos. La foliación prominente definida por la biotita se encuentra crenulada en microplegues.

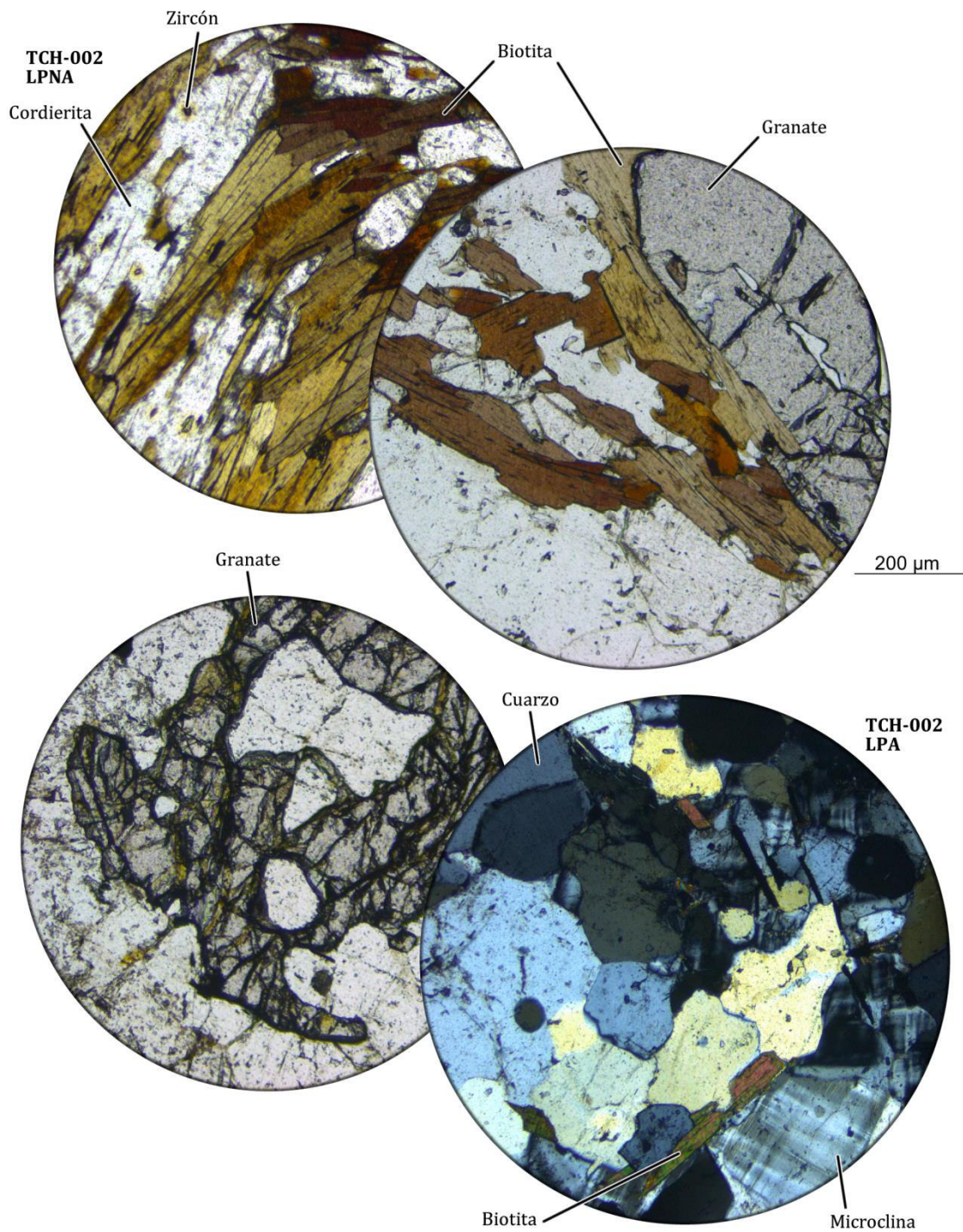


**Figura AII.11.** Muestra TCH-001.



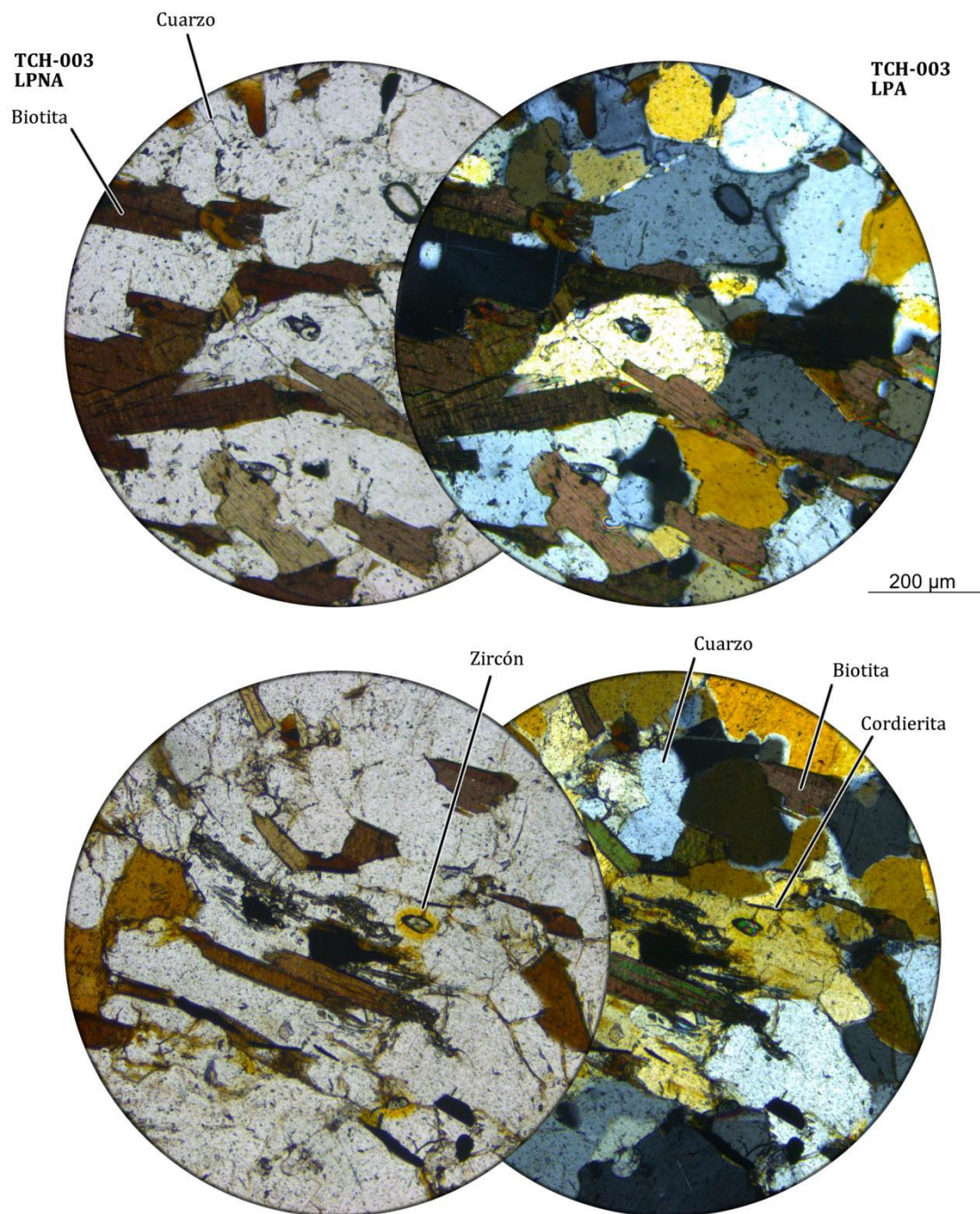
**TCH-002 (Leucosoma en Paragneiss del Cerro Jacallate) y TCH-003 (Paragneiss del Cerro Jacallate)**

Similar a la muestra anterior, pero con el desarrollo de leucosoma paralelo a la foliación, constituido de cuarzo, plagioclasa y biotita. El leucosoma tiene hasta 1 cm de grosor.



**Figura AII.12.** Muestra TCH-002.





**Figura AII.13.** Muestra TCH-003.

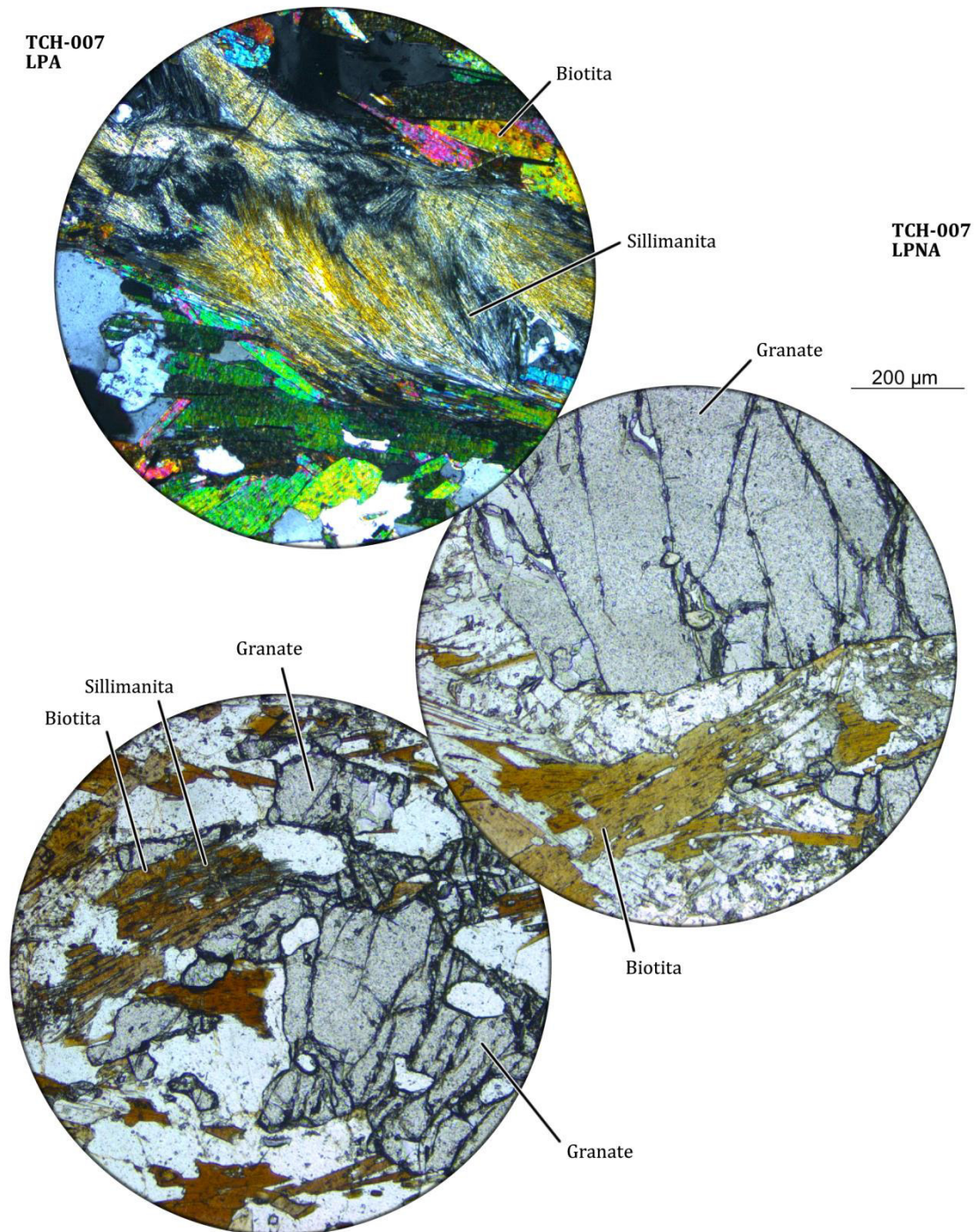
**TCH-004 (Metadiorita del Cerro Lasuntay)**

Intrusivo máfico con fuerte foliación, compuesto principalmente de anfíbol, biotita y plagioclasa, con grandes cristales de apatito. Claramente corta a los paragneises que se describen en la muestra TCH-001.



### TCH-007 (Paragneiss del Cerro Yanauksha)

Paragneiss con granate, biotita, plagioclasa, cuarzo, muscovita y sillimanita (fibrolita). Los granates tienen hasta 5mm de diámetro pero han sido en gran parte reabsorbidos. Afloramiento sin contactos expuestos.



**Figura AII.14.** Muestra TCH-007.



Anexo II

# Tablas

Appendix B - Apatite U-Pb data

Grain	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		2σ	ρ	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb		2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		2σ	ρ	<sup>207</sup> Pb-corr. Age (Ma)	2σ	U (ppm)	t <sub>206</sub>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
	Initial	Initial		Initial	Initial			Initial	Initial		Initial	Initial							Initial	Initial
FW2-002g1	44.2	1.90	0.402	0.016	0.92	2.488	0.099	0.788	0.015	-0.04	279.8	46.6	12.3	0.92	0.8793					
FW2-002g2	22.4	0.89	0.221	0.008	0.88	4.529	0.162	0.732	0.018	-0.08	248.3	31.2	18.8	0.85	0.8793					
FW2-002g3	47.5	1.20	0.427	0.008	0.48	2.340	0.045	0.793	0.017	0.24	281.1	54.9	7.8	0.93	0.8793					
FW2-002g4	37.8	0.81	0.343	0.007	0.69	2.916	0.062	0.788	0.015	0.43	239.1	39.1	11.8	0.93	0.8793					
FW2-002g5	47.4	2.70	0.428	0.020	0.94	2.336	0.109	0.788	0.020	-0.71	297.6	65.7	9.3	0.92	0.8793					
FW2-002g6	30.3	1.30	0.282	0.010	0.89	3.546	0.119	0.750	0.015	-0.24	278.0	33.1	14.5	0.87	0.8793					
FW2-002g7	60.2	3.20	0.525	0.025	0.96	1.905	0.091	0.822	0.017	0.05	229.9	68.3	7.6	0.98	0.8793					
FW2-002g8	66.0	5.80	0.577	0.052	0.99	1.733	0.156	0.819	0.015	0.01	265.4	69.3	8.8	0.97	0.8793					
FW2-002g9	64.4	1.40	0.559	0.010	0.49	1.789	0.032	0.827	0.018	0.46	223.5	76.2	5.6	0.98	0.8793					
FW2-002g10	18.9	2.70	0.193	0.021	0.99	5.181	0.564	0.677	0.026	-0.83	297.4	49.3	44.0	0.78	0.8793					
FW2-002g11	136.2	5.90	1.151	0.047	0.89	0.869	0.035	0.847	0.017	0.15	283.4	147.5	7.4	1.03	0.8793					
FW2-002g12	80.0	6.80	0.699	0.059	0.98	1.431	0.121	0.833	0.015	0.19	247.1	81.7	8.6	0.99	0.8793					
FW2-002g13	31.9	1.10	0.298	0.009	0.81	3.353	0.101	0.762	0.016	-0.01	266.8	36.8	12.3	0.89	0.8793					
FW2-002g14	10.7	0.28	0.123	0.003	0.71	8.104	0.177	0.623	0.012	0.03	241.6	12.3	40.0	0.72	0.8793					
FW2-002g15	83.2	8.90	0.698	0.060	0.96	1.433	0.123	0.831	0.021	-0.12	257.3	112.6	8.3	0.99	0.8793					
FW2-002g16	52.4	1.10	0.466	0.009	0.72	2.148	0.041	0.810	0.013	0.29	246.3	45.9	8.3	0.96	0.8793					
FW2-002g17	29.3	3.40	0.272	0.029	0.99	3.676	0.392	0.765	0.016	-0.56	237.5	41.3	44.8	0.90	0.8793					
FW2-002g18	63.8	2.60	0.569	0.023	0.94	1.757	0.071	0.811	0.012	0.11	296.0	52.6	8.5	0.96	0.8793					
FW2-002g19	62.8	2.20	0.549	0.022	0.88	1.821	0.073	0.831	0.016	0.30	202.9	67.0	7.7	0.99	0.8793					
FW2-002g20	48.3	0.87	0.433	0.007	0.38	2.308	0.035	0.805	0.015	0.46	245.8	49.1	7.7	0.95	0.8793					
FW2-002g21	56.0	4.70	0.480	0.038	0.96	2.083	0.165	0.808	0.017	-0.24	261.1	64.7	12.9	0.95	0.8793					
FW2-002g22	65.1	2.90	0.562	0.021	0.90	1.779	0.066	0.823	0.014	0.15	241.7	60.0	8.3	0.98	0.8793					
FW2-002g23	64.7	2.00	0.568	0.018	0.90	1.761	0.056	0.819	0.012	0.26	261.3	52.0	10.8	0.97	0.8793					
FW2-002g24	26.5	1.60	0.260	0.015	0.94	3.846	0.222	0.741	0.014	-0.29	274.2	31.5	15.4	0.86	0.8793					
FW2-002g25	16.4	0.40	0.174	0.003	0.66	5.741	0.102	0.679	0.012	0.16	266.2	16.4	24.5	0.78	0.8793					
FW2-002g26	47.7	1.30	0.433	0.008	0.07	2.312	0.044	0.788	0.016	0.17	300.7	52.2	8.7	0.92	0.8793					
FW2-002g27	10.5	0.97	0.122	0.008	0.98	8.210	0.533	0.599	0.022	-0.85	260.5	26.2	90.1	0.68	0.8793					
FW2-002g29	16.2	0.97	0.171	0.008	0.94	5.834	0.276	0.672	0.015	-0.44	271.0	23.1	28.7	0.78	0.8793					
FW2-002g31	29.4	1.70	0.266	0.013	0.92	3.759	0.184	0.790	0.016	-0.14	182.0	33.5	15.6	0.93	0.8793					
FW2-002g32	51.7	1.00	0.476	0.009	0.30	2.101	0.041	0.778	0.015	0.23	365.9	53.7	7.8	0.90	0.8793					
FW2-002g33	12.1	1.20	0.135	0.011	0.99	7.407	0.604	0.637	0.017	-0.76	249.7	26.5	51.8	0.73	0.8793					
FW2-002g34	11.1	1.10	0.130	0.011	0.98	7.692	0.651	0.608	0.016	-0.70	269.0	27.4	46.8	0.70	0.8793					
FW2-002g35	34.4	1.30	0.311	0.009	0.93	3.221	0.088	0.783	0.015	0.12	228.5	35.7	11.9	0.92	0.8793					
FW2-002g36	69.2	3.10	0.593	0.021	0.98	1.686	0.060	0.839	0.013	0.11	183.1	58.9	6.7	1.01	0.8793					
FW2-002g37	125.0	13.00	1.040	0.100	0.98	0.962	0.092	0.847	0.015	-0.15	256.4	120.0	8.4	1.03	0.8793					
FW2-002g38	49.2	1.20	0.440	0.009	0.59	2.271	0.047	0.804	0.017	0.25	253.1	56.7	7.9	0.95	0.8793					

Grain	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		$\rho$	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	$2\sigma$	$\rho$	Age (Ma)	$2\sigma$	U (ppm)	$t_{206}^{207}$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb	
	$2\sigma$		$2\sigma$												initial	
FW2-002g39	57.4	1.70	0.517	0.014	0.85	1.934	0.052	0.806	0.016	0.19	288.8	62.6	7.9	0.95	0.8793	
FW2-002g40	14.8	0.59	0.160	0.005	0.83	6.270	0.197	0.667	0.015	-0.22	258.4	19.7	29.8	0.77	0.8793	
FW2-002g41	81.1	4.00	0.705	0.037	0.94	1.418	0.074	0.834	0.014	0.13	243.9	75.5	7.7	1.00	0.8793	
FW2-002g42	33.4	1.60	0.310	0.014	0.91	3.226	0.146	0.780	0.015	-0.14	235.2	36.6	21.6	0.92	0.8793	
FW2-002g44	47.9	1.20	0.433	0.009	0.47	2.310	0.048	0.798	0.018	0.29	268.4	58.9	8.4	0.94	0.8793	
FW2-002g45	35.1	1.10	0.328	0.009	0.66	3.052	0.084	0.778	0.016	0.05	253.4	40.1	11.0	0.91	0.8793	
FW2-002g46	34.5	1.80	0.320	0.015	0.93	3.125	0.146	0.775	0.014	-0.21	254.8	35.8	16.3	0.91	0.8793	
FW2-002g48	46.0	1.30	0.414	0.011	0.73	2.415	0.064	0.803	0.016	0.15	241.3	50.4	8.8	0.95	0.8793	
FW2-002g49	53.4	1.40	0.468	0.011	0.72	2.137	0.050	0.822	0.014	0.36	205.2	49.8	8.0	0.98	0.8793	
FW2-002g50	51.9	1.70	0.466	0.016	0.87	2.146	0.074	0.806	0.012	0.05	260.6	43.0	8.2	0.95	0.8793	
FW2-002g51	34.9	0.73	0.322	0.007	0.88	3.105	0.069	0.782	0.010	0.16	238.4	23.9	18.7	0.92	0.8793	
FW2-002g52	50.5	1.20	0.464	0.010	0.73	2.155	0.046	0.794	0.015	0.17	301.4	52.6	8.2	0.93	0.8793	
FW2-002g53	21.0	0.44	0.210	0.005	0.64	4.757	0.118	0.718	0.013	0.39	258.7	21.5	18.1	0.83	0.8793	
FW2-002g54	24.3	0.62	0.236	0.006	0.77	4.239	0.104	0.742	0.013	0.25	247.3	23.9	16.5	0.87	0.8793	
FW2-002g55	35.4	0.68	0.326	0.006	0.51	3.068	0.056	0.786	0.014	0.29	232.4	34.7	10.0	0.92	0.8793	
FW2-002g56	56.2	4.20	0.495	0.032	0.94	2.020	0.131	0.806	0.020	-0.23	276.6	76.5	8.2	0.95	0.8793	
FW2-002g57	42.0	1.10	0.381	0.009	0.70	2.627	0.065	0.792	0.015	0.30	253.7	43.5	11.5	0.93	0.8793	
FW2-002g58	10.2	0.24	0.118	0.002	0.44	8.446	0.171	0.620	0.013	0.09	234.6	12.5	39.2	0.71	0.8793	
FW2-002g59	43.6	2.60	0.391	0.022	0.96	2.558	0.144	0.798	0.016	-0.10	242.8	49.1	10.4	0.94	0.8793	
FW2-002g60	12.3	0.36	0.137	0.004	0.83	7.321	0.209	0.648	0.012	0.16	241.3	14.1	62.7	0.75	0.8793	
FW2-002g61	74.9	3.90	0.648	0.028	0.95	1.543	0.067	0.826	0.014	-0.08	263.5	69.2	7.8	0.98	0.8793	
FW2-002g62	49.8	1.70	0.447	0.014	0.88	2.237	0.070	0.802	0.014	0.17	263.6	47.8	8.2	0.94	0.8793	
FW2-002g63	48.3	1.20	0.436	0.010	0.64	2.296	0.052	0.799	0.015	0.32	266.8	49.5	7.5	0.94	0.8793	
FW2-002g64	8.5	0.55	0.108	0.005	0.96	9.294	0.423	0.569	0.015	-0.68	254.8	16.7	76.9	0.65	0.8793	
FW2-002g65	63.1	2.20	0.553	0.018	0.91	1.808	0.059	0.817	0.012	0.24	262.9	50.7	8.8	0.97	0.8793	
FW2-002g66	53.3	1.10	0.486	0.010	0.66	2.058	0.042	0.798	0.013	0.31	300.9	47.8	7.3	0.94	0.8793	
FW2-002g67	37.5	0.59	0.346	0.007	0.41	2.889	0.058	0.776	0.014	0.65	272.6	36.8	9.8	0.91	0.8793	
FW2-002g68	45.9	0.65	0.416	0.006	0.51	2.406	0.037	0.796	0.011	0.62	264.2	34.7	8.1	0.94	0.8793	
FW2-002g69	16.8	0.86	0.176	0.009	0.94	5.672	0.280	0.684	0.013	-0.27	262.7	21.5	30.7	0.79	0.8793	
FW2-002g70	50.3	1.00	0.461	0.009	0.74	2.167	0.040	0.787	0.012	0.36	323.9	41.9	8.4	0.92	0.8793	
FW2-002g71	28.6	1.10	0.274	0.013	0.84	3.650	0.173	0.763	0.014	0.32	243.4	31.1	13.7	0.89	0.8793	
FW2-002g72	54.6	1.00	0.483	0.010	0.67	2.069	0.041	0.813	0.012	0.28	244.8	44.0	7.7	0.96	0.8793	
FW2-002g73	23.8	1.20	0.229	0.010	0.93	4.367	0.191	0.723	0.013	-0.43	272.9	25.3	19.9	0.84	0.8793	
FW2-002g74	1.1	0.04	0.048	0.001	0.79	20.877	0.567	0.165	0.005	-0.35	260.9	7.2	478.0	0.14	0.8793	
FW2-002g75	6.1	0.30	0.088	0.003	0.91	11.364	0.400	0.504	0.012	-0.53	252.1	11.8	82.7	0.57	0.8793	
FW2-002g76	57.9	2.10	0.521	0.019	0.91	1.919	0.070	0.804	0.013	0.22	298.8	51.9	8.7	0.95	0.8793	

## Appendix B - Apatite U-Pb data

Grain	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	ρ	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	ρ	<sup>207</sup> Pb-corr. Age (Ma)	2σ	U (ppm)	t <sub>206</sub>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
															initial
FW2-003g1	16.0	0.31	0.176	0.005	0.35	5.692	0.152	0.653	0.012	0.39	277.7	19.9	12.3	0.75	0.8447
FW2-003g2	11.4	0.28	0.136	0.004	0.56	7.337	0.215	0.602	0.013	0.19	269.8	17.0	16.8	0.69	0.8447
FW2-003g3	16.7	0.68	0.179	0.007	0.82	5.577	0.221	0.671	0.015	-0.07	256.8	25.0	11.2	0.77	0.8447
FW2-003g4	16.6	0.48	0.177	0.006	0.65	5.637	0.181	0.667	0.014	0.25	259.8	22.9	10.6	0.77	0.8447
FW2-003g5	23.0	0.55	0.230	0.007	0.36	4.348	0.127	0.710	0.017	0.45	258.8	33.7	8.4	0.82	0.8447
FW2-003g6	10.0	0.38	0.126	0.005	0.36	7.918	0.339	0.569	0.028	0.52	283.3	30.4	20.9	0.64	0.8447
FW2-003g7	7.1	0.13	0.101	0.003	0.44	9.921	0.266	0.502	0.009	0.38	279.1	10.9	29.6	0.56	0.8447
FW2-003g8	17.6	0.59	0.189	0.007	0.75	5.280	0.195	0.668	0.014	0.24	277.0	24.9	12.1	0.77	0.8447
FW2-003g9	14.5	0.35	0.166	0.005	0.35	6.028	0.178	0.619	0.015	0.43	308.1	22.6	14.1	0.70	0.8447
FW2-003g10	13.2	0.34	0.158	0.005	0.75	6.349	0.189	0.607	0.011	0.12	307.2	17.7	16.2	0.69	0.8447
FW2-003g11	15.2	0.40	0.168	0.005	0.66	5.942	0.187	0.637	0.012	0.28	287.7	19.8	14.2	0.73	0.8447
FW2-003g12	5.6	0.13	0.089	0.003	0.54	11.236	0.328	0.456	0.011	0.20	278.6	11.4	31.8	0.50	0.8447
FW2-003g13	17.6	0.39	0.194	0.005	0.31	5.157	0.136	0.662	0.014	0.41	293.8	24.4	12.6	0.76	0.8447
FW2-003g14	16.7	0.44	0.190	0.006	0.15	5.271	0.175	0.647	0.014	0.53	310.8	24.7	12.5	0.74	0.8447
FW2-003g15	16.9	0.42	0.187	0.006	0.77	5.339	0.177	0.652	0.012	0.24	298.8	22.0	12.5	0.75	0.8447
FW2-003g16	20.8	0.63	0.214	0.007	0.48	4.675	0.149	0.700	0.018	0.33	257.4	33.1	9.8	0.81	0.8447
FW2-003g17	12.6	0.46	0.147	0.005	0.77	6.807	0.232	0.608	0.016	-0.15	284.5	21.6	16.1	0.69	0.8447
FW2-003g18	14.1	0.68	0.160	0.006	0.80	6.250	0.250	0.630	0.017	-0.14	282.1	25.0	12.6	0.72	0.8447
FW2-003g19	15.2	0.33	0.173	0.005	0.55	5.784	0.164	0.630	0.012	0.25	306.1	19.9	13.2	0.72	0.8447
FW2-003g20	11.8	0.43	0.143	0.005	0.81	6.974	0.258	0.604	0.013	0.01	282.1	18.9	18.5	0.69	0.8447
FW2-003g21	19.8	0.50	0.214	0.006	0.42	4.677	0.138	0.666	0.015	0.28	319.1	28.5	8.1	0.76	0.8447
FW2-003g22	21.9	0.71	0.234	0.009	0.47	4.277	0.161	0.688	0.016	0.35	307.8	33.3	8.9	0.79	0.8447
FW2-003g23	16.8	0.73	0.187	0.008	0.86	5.336	0.228	0.645	0.014	0.04	310.0	25.7	10.7	0.74	0.8447
FW2-003g24	15.9	0.60	0.177	0.007	0.93	5.653	0.208	0.641	0.016	-0.03	297.4	25.8	11.8	0.73	0.8447
FW2-003g25	13.5	0.58	0.156	0.007	0.60	6.427	0.273	0.628	0.014	0.12	276.5	21.8	14.3	0.72	0.8447
FW2-003g26	15.9	0.37	0.181	0.006	0.69	5.525	0.168	0.637	0.012	0.17	310.7	21.0	11.0	0.73	0.8447
FW2-003g27	15.7	0.49	0.177	0.006	0.73	5.666	0.186	0.643	0.012	0.04	293.8	20.8	11.9	0.74	0.8447
FW2-003g1	1.6	0.04	0.049	0.001	0.50	20.479	0.545	0.245	0.005	0.11	235.9	6.5	127.3	0.24	0.8692
FW2-003g2	4.0	0.08	0.069	0.002	0.11	14.415	0.353	0.419	0.009	0.42	241.7	7.6	47.6	0.46	0.8692
FW2-003g3	1.9	0.04	0.051	0.001	0.47	19.701	0.505	0.265	0.005	0.11	237.2	6.3	115.7	0.27	0.8692
FW2-003g4	1.9	0.04	0.050	0.001	0.45	19.849	0.473	0.273	0.005	0.18	232.4	5.8	102.3	0.28	0.8692
FW2-003g5	2.5	0.05	0.057	0.001	0.38	17.473	0.427	0.319	0.006	0.29	243.3	6.4	84.5	0.34	0.8692
FW2-003g6	3.0	0.07	0.061	0.002	0.59	16.383	0.403	0.362	0.008	-0.06	239.6	6.9	85.5	0.39	0.8692
FW2-003g7	8.5	0.33	0.108	0.004	0.98	9.251	0.334	0.572	0.013	-0.29	248.3	13.9	19.7	0.65	0.8692



Grain	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	ρ	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	ρ	<sup>207</sup> Pb-corr. Age (Ma)	2σ	U (ppm)	t <sub>206</sub> <sup>207</sup>	Pb/ <sup>206</sup> Pb	
															initial	
FW2-003g8	3.2	0.10	0.063	0.002	0.81	15.873	0.479	0.367	0.009	-0.49	244.8	8.6	66.4	0.39	0.8692	
FW2-003g9	23.0	0.67	0.230	0.008	0.70	4.350	0.157	0.731	0.013	0.27	245.6	24.4	12.1	0.85	0.8692	
FW2-003g10	1.8	0.03	0.050	0.001	0.29	20.080	0.444	0.260	0.005	0.25	234.5	5.4	112.1	0.26	0.8692	
FW2-003g11	7.7	0.18	0.101	0.003	0.52	9.940	0.257	0.562	0.010	0.27	239.0	9.8	24.0	0.64	0.8692	
FW2-003g12	1.9	0.05	0.052	0.001	0.66	19.117	0.512	0.260	0.006	-0.23	246.2	6.9	128.3	0.26	0.8692	
FW2-003g13	1.5	0.03	0.048	0.001	0.52	20.907	0.481	0.232	0.004	0.10	235.9	5.5	183.0	0.23	0.8692	
FW2-003g14	2.0	0.04	0.053	0.001	0.52	18.779	0.458	0.280	0.006	0.08	242.5	6.3	102.6	0.29	0.8692	
FW2-003g15	3.3	0.07	0.064	0.002	0.55	15.601	0.414	0.379	0.006	0.05	243.0	7.1	69.4	0.41	0.8692	
FW2-003g16	2.7	0.12	0.057	0.002	0.82	17.668	0.499	0.342	0.009	-0.49	231.0	7.5	153.1	0.36	0.8692	
FW2-003g17	2.3	0.06	0.055	0.001	0.41	18.093	0.458	0.303	0.006	0.28	241.8	6.5	96.6	0.32	0.8692	
FW2-003g18	2.6	0.44	0.056	0.004	0.97	17.730	1.257	0.308	0.022	-0.90	244.7	19.6	153.0	0.32	0.8692	
FW2-003g19	31.7	0.97	0.303	0.012	0.89	3.300	0.131	0.762	0.016	0.19	251.0	38.3	8.4	0.89	0.8692	
FW2-003g20	2.8	0.09	0.059	0.002	0.64	17.065	0.495	0.351	0.008	-0.01	234.8	7.7	74.7	0.38	0.8692	
FW2-003g21	1.6	0.03	0.048	0.001	0.24	20.730	0.516	0.237	0.005	0.34	235.8	6.0	130.9	0.23	0.8692	
FW2-003g22	7.2	0.16	0.095	0.003	0.57	10.515	0.299	0.540	0.012	0.05	242.1	11.0	27.1	0.61	0.8692	
FW2-003g23	5.0	0.11	0.078	0.002	0.49	12.837	0.330	0.474	0.010	0.21	238.1	8.5	35.7	0.53	0.8692	
FW2-003g24	2.1	0.05	0.053	0.001	0.37	18.882	0.463	0.283	0.007	0.17	240.0	6.4	111.5	0.29	0.8692	
FW2-003g26	1.7	0.04	0.050	0.001	0.30	20.194	0.449	0.256	0.005	0.18	235.0	5.5	135.8	0.26	0.8692	
FW2-003g27	1.0	0.02	0.043	0.001	0.60	23.397	0.547	0.175	0.004	-0.16	229.7	5.5	219.8	0.15	0.8692	
FW2-003g28	8.1	0.24	0.104	0.003	0.86	9.579	0.312	0.566	0.010	-0.31	244.7	11.2	33.4	0.64	0.8692	
FW2-003g29	0.8	0.02	0.041	0.001	0.40	24.612	0.588	0.144	0.003	0.26	228.0	5.4	226.2	0.12	0.8692	
FW2-003g30	2.3	0.05	0.054	0.001	0.22	18.639	0.452	0.310	0.007	0.30	232.1	6.2	58.0	0.32	0.8692	
FW2-003g31	30.8	0.60	0.295	0.009	0.55	3.389	0.101	0.769	0.013	0.38	228.8	30.1	7.0	0.90	0.8692	
FW2-003g32	2.9	0.05	0.059	0.002	0.27	16.841	0.425	0.357	0.007	0.45	235.1	6.7	62.8	0.38	0.8692	
FW2-003g33	1.6	0.04	0.046	0.001	0.66	21.659	0.610	0.249	0.004	0.10	221.7	6.4	115.6	0.25	0.8692	
FW2-003g34	1.6	0.08	0.047	0.001	0.95	21.097	0.623	0.241	0.009	-0.82	230.4	7.5	167.2	0.24	0.8692	
FW2-003g35	1.7	0.04	0.049	0.001	0.58	20.214	0.531	0.250	0.004	0.00	237.1	6.4	150.2	0.25	0.8692	
FW2-003g36	1.8	0.04	0.051	0.001	0.33	19.470	0.455	0.251	0.004	0.29	245.5	5.9	132.5	0.25	0.8692	
FW2-003g37	1.5	0.08	0.048	0.001	0.91	21.026	0.531	0.229	0.008	-0.76	235.4	6.5	231.9	0.22	0.8692	
FW2-003g38	3.3	0.06	0.064	0.002	0.47	15.647	0.392	0.374	0.006	0.28	244.6	6.8	74.0	0.40	0.8692	
FW2-003g39	2.9	0.07	0.058	0.002	0.52	17.232	0.445	0.361	0.007	0.12	228.3	6.5	64.3	0.39	0.8692	
FW2-003g40	2.9	0.07	0.059	0.002	0.21	16.815	0.424	0.354	0.007	0.38	237.2	6.6	71.2	0.38	0.8692	
FW2-003g41	2.2	0.07	0.053	0.002	0.80	18.727	0.561	0.296	0.008	-0.33	236.8	7.6	76.6	0.31	0.8692	
FW2-003g42	31.0	1.30	0.288	0.013	0.90	3.472	0.157	0.767	0.017	-0.13	227.7	38.8	10.3	0.90	0.8692	
FW2-003g43	3.5	0.07	0.065	0.002	0.35	15.354	0.354	0.383	0.007	0.25	244.7	6.5	107.4	0.41	0.8692	
FW2-003g44	1.3	0.03	0.047	0.001	0.45	21.478	0.554	0.198	0.005	0.23	241.7	6.4	192.0	0.18	0.8692	

Grain	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		2σ		ρ	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb		2σ		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ		ρ	Pb-corr.: Age (Ma)		2σ		U (ppm)	t <sub>206</sub>	Pb/ Pb <sub>initial</sub>
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ		<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ		Age (Ma)	2σ								
FW2-003g45	6.1	0.54	0.083	0.005	0.96	12.107	0.704	0.523	0.022	-0.72	221.3	18.8	30.9	0.59	0.8692					
FW2-003g46	3.5	0.13	0.063	0.002	0.90	15.898	0.480	0.401	0.011	-0.71	227.9	8.6	118.7	0.44	0.8692					
FW2-003g47	1.5	0.03	0.049	0.001	0.44	20.538	0.506	0.229	0.004	0.32	240.9	6.1	162.8	0.22	0.8692					
FW2-003g48	1.8	0.05	0.051	0.001	0.13	19.697	0.504	0.260	0.008	0.16	239.3	6.7	125.4	0.26	0.8692					
FW2-003g49	55.1	1.20	0.484	0.015	0.57	2.066	0.064	0.819	0.017	0.40	188.4	63.4	3.8	0.97	0.8692					
FW2-003g50	2.1	0.06	0.053	0.001	0.72	18.975	0.504	0.295	0.006	-0.37	234.2	6.6	103.5	0.30	0.8692					
FW2-003g51	1.2	0.03	0.044	0.001	0.56	22.563	0.560	0.198	0.004	-0.08	230.3	5.8	206.8	0.18	0.8692					
FW2-003g52	3.3	0.09	0.064	0.002	0.64	15.664	0.393	0.378	0.007	-0.01	242.6	6.9	69.0	0.41	0.8692					
FW2-003g53	3.9	0.51	0.067	0.005	0.99	14.993	1.124	0.400	0.021	-0.85	242.0	20.9	67.4	0.44	0.8692					
FW2-003g54	1.0	0.02	0.044	0.001	0.61	22.973	0.528	0.170	0.003	-0.30	235.4	5.5	234.8	0.15	0.8692					
FW2-003g55	7.9	0.22	0.100	0.003	0.68	10.050	0.273	0.574	0.012	0.11	227.3	11.0	24.6	0.65	0.8692					
FW2-003g56	1.2	0.03	0.045	0.001	0.53	22.247	0.594	0.192	0.003	0.16	235.5	6.3	219.9	0.18	0.8692					
FW2-003g57	1.3	0.03	0.046	0.001	0.43	21.805	0.523	0.213	0.004	0.23	232.8	5.7	164.3	0.20	0.8692					
FW2-003g58	2.4	0.05	0.056	0.002	0.37	17.797	0.475	0.311	0.007	0.22	242.3	7.1	92.5	0.33	0.8692					
FW2-003g59	3.3	0.18	0.062	0.002	0.95	16.051	0.515	0.379	0.012	-0.77	236.2	9.4	86.5	0.41	0.8692					
FW2-003g60	5.0	0.09	0.076	0.002	0.33	13.210	0.332	0.475	0.009	0.42	231.0	7.6	39.5	0.53	0.8692					
FW2-003g61	6.5	0.11	0.089	0.002	0.44	11.274	0.292	0.527	0.009	0.26	234.8	8.7	28.9	0.60	0.8692					
FW2-003g62	2.3	0.06	0.054	0.001	0.54	18.563	0.482	0.309	0.007	-0.01	233.4	6.6	72.7	0.32	0.8692					
FW2-003g63	17.4	0.47	0.179	0.006	0.80	5.596	0.182	0.705	0.015	0.16	227.1	21.8	10.7	0.82	0.8692					
FW2-003g64	6.3	0.28	0.089	0.003	0.86	11.287	0.357	0.511	0.012	-0.37	245.3	11.2	45.8	0.57	0.8692					
FW2-003g65	3.2	0.47	0.060	0.004	1.00	16.639	1.080	0.354	0.015	-0.93	239.4	16.8	131.6	0.38	0.8692					
FW2-003g66	48.4	1.30	0.433	0.014	0.79	2.309	0.075	0.819	0.017	0.10	168.7	56.9	4.8	0.97	0.8692					
FW2-003g67	2.3	0.04	0.055	0.001	0.33	18.265	0.434	0.313	0.005	0.25	235.4	5.9	85.3	0.33	0.8692					
FW2-003g68	6.2	0.17	0.086	0.002	0.30	11.587	0.309	0.529	0.014	0.36	227.2	11.0	24.4	0.60	0.8692					
FW2-003g69	47.7	1.10	0.433	0.013	0.30	2.309	0.069	0.804	0.018	0.05	218.6	60.0	4.1	0.95	0.8692					
FW2-003g70	4.6	0.12	0.074	0.002	0.79	13.495	0.401	0.454	0.010	-0.18	238.2	8.9	48.7	0.50	0.8692					
FW2-003g71	3.2	0.07	0.061	0.002	0.44	16.447	0.433	0.374	0.008	0.19	233.1	7.2	76.1	0.40	0.8692					
FW2-003g72	3.3	0.09	0.062	0.002	0.72	16.129	0.416	0.390	0.007	-0.08	229.9	6.7	118.0	0.42	0.8692					
FW2-003g73	2.8	0.05	0.057	0.001	0.28	17.547	0.431	0.351	0.005	0.08	228.6	6.0	127.3	0.38	0.8692					
FW2-003g74	3.8	0.06	0.067	0.002	0.31	14.888	0.355	0.406	0.007	0.14	240.8	6.7	51.0	0.44	0.8692					
FW2-003g75	15.0	0.24	0.160	0.004	0.48	6.238	0.152	0.677	0.008	0.45	238.0	11.5	50.2	0.78	0.8692					
FW2-003g76	1.8	0.04	0.050	0.001	0.49	20.149	0.528	0.264	0.006	0.00	232.4	6.4	120.8	0.27	0.8692					
FW2-006g1	259.0	11.00	2.290	0.130	0.80	0.437	0.025	0.829	0.023	0.32	2258.9	394.1	0.4	0.82	0.8546					
FW2-006g2	44.3	1.10	0.408	0.016	0.43	2.451	0.096	0.794	0.023	0.53	172.2	78.7	2.4	0.93	0.8546					
FW2-006g3	24.6	0.60	0.249	0.009	0.34	4.016	0.150	0.726	0.021	0.56	247.7	44.1	4.4	0.84	0.8546					

Grain	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	ρ	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	ρ	<sup>207</sup> Pb-corr. Age (Ma)	2σ	U (ppm)	† <sup>206</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
															initial	
FW2-006g4	58.6	6.00	0.608	0.053	0.96	1.645	0.143	0.814	0.018	0.08	155.2	96.2	1.9	0.96	0.8546	
FW2-006g5	51.6	2.00	0.556	0.022	0.57	1.799	0.071	0.798	0.022	0.23	233.6	102.1	1.6	0.93	0.8546	
FW2-006g6	46.7	1.40	0.424	0.019	0.63	2.358	0.106	0.802	0.021	0.21	146.7	76.0	2.0	0.95	0.8546	
FW2-006g7	46.4	0.99	0.425	0.015	0.34	2.352	0.083	0.778	0.019	0.59	248.5	68.5	2.3	0.91	0.8546	
FW2-007g1	19.3	0.71	0.205	0.006	0.86	4.869	0.152	0.682	0.012	-0.12	261.2	21.1	29.6	0.79	0.8409	
FW2-007g2	21.2	1.30	0.214	0.011	0.95	4.673	0.240	0.714	0.014	-0.06	217.8	26.2	27.7	0.83	0.8409	
FW2-007g3	24.8	0.73	0.247	0.007	0.57	4.052	0.113	0.724	0.013	0.40	231.2	26.2	20.4	0.84	0.8409	
FW2-007g4	24.5	0.73	0.248	0.007	0.73	4.040	0.114	0.719	0.011	0.20	241.6	22.6	21.3	0.83	0.8409	
FW2-007g5	4.5	0.12	0.074	0.002	0.66	13.495	0.364	0.438	0.007	0.21	239.4	7.5	117.0	0.48	0.8409	
FW2-007g6	26.8	0.76	0.263	0.007	0.19	3.810	0.100	0.737	0.014	0.36	218.7	29.7	18.4	0.86	0.8409	
FW2-007g7	25.7	0.61	0.256	0.007	0.34	3.911	0.099	0.726	0.009	0.69	235.6	19.7	16.7	0.84	0.8409	
FW2-007g8	29.8	1.00	0.293	0.009	0.90	3.416	0.110	0.741	0.013	0.10	234.3	31.0	18.8	0.86	0.8409	
FW2-007g9	33.6	1.00	0.320	0.009	0.62	3.125	0.087	0.759	0.013	0.20	210.2	33.5	16.2	0.89	0.8409	
FW2-007g10	10.9	0.40	0.124	0.004	0.74	8.084	0.281	0.638	0.013	0.22	201.4	14.5	31.3	0.74	0.8409	
FW2-007g11	15.3	0.46	0.166	0.004	0.77	6.017	0.152	0.671	0.011	0.12	226.3	15.6	29.6	0.77	0.8409	
FW2-007g12	32.7	1.10	0.312	0.009	0.23	3.209	0.097	0.761	0.016	0.38	199.8	40.1	14.9	0.89	0.8409	
FW2-007g13	21.2	0.65	0.216	0.006	0.48	4.623	0.130	0.706	0.015	0.37	233.8	26.5	19.8	0.82	0.8409	
FW2-007g14	15.3	0.45	0.167	0.005	0.64	5.977	0.164	0.671	0.012	0.30	227.8	17.1	31.5	0.77	0.8409	
FW2-007g15	3.1	0.11	0.059	0.002	0.74	16.892	0.571	0.384	0.007	0.29	216.9	8.0	161.9	0.42	0.8409	
FW2-007g16	3.2	0.10	0.061	0.002	0.67	16.447	0.460	0.383	0.007	0.17	223.1	7.0	169.4	0.42	0.8409	
FW2-007g17	22.4	0.66	0.228	0.007	0.52	4.392	0.133	0.714	0.013	0.54	231.5	24.5	22.8	0.83	0.8409	
FW2-007g18	3.8	0.21	0.067	0.003	0.91	15.038	0.588	0.416	0.012	-0.51	226.5	10.8	124.4	0.46	0.8409	
FW2-007g19	20.9	0.74	0.213	0.006	0.78	4.704	0.137	0.717	0.015	0.20	211.3	26.0	22.7	0.83	0.8409	
FW2-007g20	19.5	1.10	0.200	0.009	0.91	4.995	0.230	0.693	0.016	-0.46	237.2	27.6	25.0	0.80	0.8409	
FW2-007g21	24.2	3.90	0.251	0.038	1.00	3.984	0.603	0.714	0.018	-0.44	254.9	52.2	35.9	0.83	0.8409	
FW2-007g22	24.0	0.80	0.239	0.007	0.79	4.177	0.127	0.724	0.012	0.05	224.3	23.8	20.8	0.84	0.8409	
FW2-007g23	29.2	1.00	0.286	0.009	0.81	3.501	0.113	0.739	0.013	-0.02	233.2	30.3	17.8	0.86	0.8409	
FW2-007g24	3.9	0.17	0.067	0.002	0.87	14.925	0.490	0.414	0.009	-0.28	229.4	8.8	99.5	0.45	0.8409	
FW2-007g25	24.9	0.85	0.247	0.007	0.69	4.050	0.118	0.727	0.013	0.13	225.4	26.3	18.2	0.84	0.8409	
FW2-007g26	24.7	0.65	0.246	0.006	0.48	4.068	0.103	0.731	0.012	0.49	216.6	24.0	19.1	0.85	0.8409	
FW2-007g27	3.9	0.13	0.069	0.002	0.68	14.493	0.399	0.410	0.009	0.27	238.2	8.1	148.4	0.45	0.8409	
FW2-007g28	23.2	1.10	0.239	0.010	0.91	4.181	0.175	0.729	0.014	0.03	214.7	28.0	26.2	0.85	0.8409	
FW2-007g29	31.2	1.20	0.310	0.010	0.59	3.222	0.103	0.736	0.016	0.05	260.5	40.1	16.3	0.85	0.8409	
FW2-007g30	27.9	0.85	0.273	0.008	0.46	3.667	0.105	0.741	0.015	0.39	218.4	33.0	17.5	0.86	0.8409	
FW2-007g31	9.2	0.28	0.114	0.003	0.64	8.757	0.238	0.582	0.011	0.14	236.9	11.8	52.4	0.66	0.8409	



Appendix B - Apatite U-Pb data

Grain	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$2\sigma$	$\rho$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$2\sigma$	$\rho$	$^{207}\text{Pb-corr. Age (Ma)}$	$2\sigma$	$\text{U (ppm)}$	$t_{206}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	26.7	1.10	0.261	0.009	0.009	0.79	3.827	0.136	0.741	0.017	0.12	209.4	0.86	0.8409	0.86	0.8409	0.86	0.8409	0.8409
FW2-007g32	18.3	0.70	0.193	0.007	0.007	0.76	5.184	0.185	0.685	0.016	0.10	240.9	0.79	0.8409	0.79	0.8409	0.79	0.8409	0.8409
FW2-007g33	25.4	0.82	0.257	0.007	0.007	0.65	3.896	0.112	0.721	0.012	0.26	246.5	0.83	0.8409	0.83	0.8409	0.83	0.8409	0.8409
FW2-007g34	12.0	0.57	0.137	0.005	0.005	0.81	7.294	0.266	0.618	0.014	-0.11	244.7	0.71	0.8409	0.71	0.8409	0.71	0.8409	0.8409
FW2-007g35	15.1	0.65	0.166	0.006	0.006	0.79	6.039	0.230	0.675	0.016	0.03	220.3	0.78	0.8409	0.78	0.8409	0.78	0.8409	0.8409
FW2-007g36	18.2	0.58	0.189	0.005	0.005	0.74	5.294	0.151	0.699	0.012	0.16	215.0	0.81	0.8409	0.81	0.8409	0.81	0.8409	0.8409
FW2-007g37	8.0	0.30	0.105	0.003	0.003	0.69	9.533	0.282	0.555	0.012	-0.06	240.2	0.63	0.8409	0.63	0.8409	0.63	0.8409	0.8409
FW2-007g38	11.3	0.61	0.128	0.005	0.005	0.88	7.831	0.319	0.632	0.015	-0.17	214.0	0.73	0.8409	0.73	0.8409	0.73	0.8409	0.8409
FW2-007g39	11.5	0.72	0.131	0.006	0.006	0.98	7.616	0.371	0.633	0.014	-0.34	218.9	0.73	0.8409	0.73	0.8409	0.73	0.8409	0.8409
FW2-007g40																			
FW2-010g1	7.9	0.41	0.112	0.004	0.004	0.78	8.969	0.338	0.504	0.011	0.16	307.5	0.56	0.8112	0.56	0.8112	0.56	0.8112	0.8112
FW2-010g2	6.7	0.23	0.104	0.003	0.003	0.43	9.634	0.297	0.470	0.009	0.32	314.3	0.52	0.8112	0.52	0.8112	0.52	0.8112	0.8112
FW2-010g3	5.8	0.20	0.092	0.003	0.003	0.21	10.846	0.365	0.452	0.013	0.57	291.6	0.50	0.8112	0.50	0.8112	0.50	0.8112	0.8112
FW2-010g4	7.0	0.34	0.104	0.004	0.004	0.60	9.579	0.330	0.482	0.011	0.15	305.9	0.53	0.8112	0.53	0.8112	0.53	0.8112	0.8112
FW2-010g5	7.8	0.28	0.110	0.004	0.004	0.20	9.066	0.288	0.503	0.011	0.54	305.0	0.56	0.8112	0.56	0.8112	0.56	0.8112	0.8112
FW2-010g6	8.1	0.30	0.114	0.004	0.004	0.32	8.787	0.286	0.510	0.012	0.55	308.5	0.57	0.8112	0.57	0.8112	0.57	0.8112	0.8112
FW2-010g7	5.9	0.30	0.093	0.003	0.003	0.59	10.764	0.382	0.447	0.012	0.15	297.6	0.49	0.8112	0.49	0.8112	0.49	0.8112	0.8112
FW2-010g8	14.4	0.43	0.171	0.005	0.005	0.26	5.865	0.186	0.608	0.015	0.45	332.5	0.69	0.8112	0.69	0.8112	0.69	0.8112	0.8112
FW2-010g9	5.6	0.31	0.091	0.003	0.003	0.68	10.953	0.384	0.441	0.011	0.06	296.7	0.48	0.8112	0.48	0.8112	0.48	0.8112	0.8112
FW2-010g10	14.6	0.73	0.170	0.006	0.006	0.65	5.893	0.215	0.618	0.014	0.18	316.9	0.70	0.8112	0.70	0.8112	0.70	0.8112	0.8112
FW2-010g11	10.3	0.58	0.133	0.005	0.005	0.73	7.541	0.279	0.560	0.013	0.06	307.5	0.63	0.8112	0.63	0.8112	0.63	0.8112	0.8112
FW2-010g12	8.1	0.41	0.113	0.004	0.004	0.70	8.826	0.335	0.508	0.012	0.27	308.9	0.57	0.8112	0.57	0.8112	0.57	0.8112	0.8112
FW2-010g13	8.8	0.47	0.121	0.005	0.005	0.72	8.244	0.326	0.520	0.012	-0.22	319.6	0.58	0.8112	0.58	0.8112	0.58	0.8112	0.8112
FW2-010g14	5.0	0.27	0.087	0.003	0.003	0.74	11.534	0.399	0.419	0.010	-0.14	296.7	0.46	0.8112	0.46	0.8112	0.46	0.8112	0.8112
FW2-010g15	10.4	0.46	0.130	0.005	0.005	0.48	7.675	0.289	0.569	0.016	0.36	292.5	0.64	0.8112	0.64	0.8112	0.64	0.8112	0.8112
FW2-010g16	4.6	0.19	0.083	0.003	0.003	0.44	11.990	0.374	0.402	0.010	0.14	296.8	0.44	0.8112	0.44	0.8112	0.44	0.8112	0.8112
FW2-010g17	4.9	0.23	0.086	0.003	0.003	0.54	11.669	0.381	0.411	0.010	0.14	298.5	0.45	0.8112	0.45	0.8112	0.45	0.8112	0.8112
FW2-010g18	3.6	0.17	0.074	0.002	0.002	0.46	13.472	0.399	0.361	0.010	0.14	287.6	0.39	0.8112	0.39	0.8112	0.39	0.8112	0.8112
FW2-010g19	6.3	0.25	0.098	0.003	0.003	0.39	10.225	0.335	0.472	0.011	0.45	294.0	0.52	0.8112	0.52	0.8112	0.52	0.8112	0.8112
FW2-010g20	16.9	0.65	0.190	0.007	0.007	0.42	5.271	0.186	0.648	0.015	0.60	309.3	0.74	0.8112	0.74	0.8112	0.74	0.8112	0.8112
FW2-010g21	3.6	0.16	0.074	0.002	0.002	0.40	13.605	0.426	0.367	0.008	0.32	281.6	0.39	0.8112	0.39	0.8112	0.39	0.8112	0.8112
FW2-010g22	7.1	0.58	0.106	0.007	0.007	0.94	9.407	0.628	0.478	0.022	-0.73	314.9	0.53	0.8112	0.53	0.8112	0.53	0.8112	0.8112
FW2-010g23	4.5	0.20	0.082	0.003	0.003	0.62	12.240	0.390	0.398	0.008	0.07	293.3	0.43	0.8112	0.43	0.8112	0.43	0.8112	0.8112
FW2-014g1	40.9	0.88	0.364	0.008	0.008	0.88	2.744	0.058	0.782	0.008	0.00	187.7	0.92	0.8465	0.92	0.8465	0.92	0.8465	0.8465
FW2-014g2	5.2	0.08	0.077	0.001	0.001	0.65	12.948	0.235	0.472	0.006	0.28	229.9	0.53	0.8465	0.53	0.8465	0.53	0.8465	0.8465



Grain	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		2σ		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		2σ		ρ	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb		2σ		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ		ρ	<sup>Pb-corr.</sup> Age (Ma)		2σ		U (ppm)	f <sub>206</sub>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>Pb</sup> initial	
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	ρ	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		2σ	ρ	<sup>Pb-corr.</sup> Age (Ma)	2σ		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ		<sup>Pb-corr.</sup> Age (Ma)	2σ	U (ppm)	f <sub>206</sub>			<sup>207</sup> Pb/ <sup>Pb</sup> initial	
FW2-014g3	159.9	2.50	1.335	0.024	0.63	0.749	0.013	0.832	0.38	150.4	79.4	0.008	0.38	0.832	0.008	150.4	0.38	150.4	79.4	14.6	0.98	0.8465			
FW2-014g4	20.0	0.26	0.199	0.004	0.66	5.038	0.089	0.702	0.43	228.6	10.5	0.006	0.43	0.702	0.006	228.6	0.43	228.6	10.5	127.3	0.81	0.8465			
FW2-014g5	4.9	0.21	0.076	0.002	0.90	13.158	0.381	0.441	-0.45	244.9	8.3	0.007	-0.45	0.441	0.007	244.9	-0.45	244.9	8.3	90.6	0.49	0.8465			
FW2-014g6	29.7	0.56	0.271	0.006	0.65	3.695	0.076	0.747	0.39	213.6	19.9	0.009	0.39	0.747	0.009	213.6	0.39	213.6	19.9	39.3	0.87	0.8465			
FW2-014g7	4.1	0.06	0.069	0.001	0.74	14.447	0.250	0.412	-0.18	239.4	5.5	0.007	-0.18	0.412	0.007	239.4	-0.18	239.4	5.5	96.3	0.45	0.8465			
FW2-014g8	135.8	2.80	1.127	0.024	0.88	0.887	0.019	0.828	0.20	167.3	64.3	0.007	0.20	0.828	0.007	167.3	0.20	167.3	64.3	16.0	0.97	0.8465			
FW2-014g9	20.9	0.35	0.203	0.004	0.60	4.936	0.097	0.708	0.12	224.0	14.2	0.009	0.12	0.708	0.009	224.0	0.12	224.0	14.2	40.8	0.82	0.8465			
FW2-014g10	3.4	0.05	0.062	0.001	0.53	16.072	0.284	0.375	0.14	233.3	4.9	0.006	0.14	0.375	0.006	233.3	0.14	233.3	4.9	92.8	0.41	0.8465			
FW2-014g11	565.0	16.00	4.640	0.130	0.95	0.216	0.006	0.835	0.35	413.5	208.5	0.006	0.35	0.835	0.006	413.5	0.35	413.5	208.5	3.6	1.00	0.8465			
FW2-014g12	777.0	15.00	6.400	0.130	0.88	0.156	0.003	0.839	0.17	384.1	332.6	0.007	0.17	0.839	0.007	384.1	0.17	384.1	332.6	3.4	-	0.8465			
FW2-014g13	10.3	0.12	0.118	0.002	0.17	8.472	0.136	0.603	-0.06	229.2	7.6	0.007	-0.06	0.603	0.007	229.2	-0.06	229.2	7.6	107.4	0.69	0.8465			
FW2-014g14	4.5	0.22	0.072	0.002	0.91	13.928	0.349	0.426	-0.65	240.1	8.2	0.010	-0.65	0.426	0.010	240.1	-0.65	240.1	8.2	92.1	0.47	0.8465			
FW2-014g15	20.4	0.26	0.204	0.004	0.51	4.909	0.084	0.697	0.52	242.5	11.5	0.007	0.52	0.697	0.007	242.5	0.52	242.5	11.5	41.0	0.81	0.8465			
FW2-014g16	7.9	0.08	0.102	0.002	0.31	9.817	0.154	0.546	0.50	243.3	6.3	0.006	0.50	0.546	0.006	243.3	0.50	243.3	6.3	125.2	0.62	0.8465			
FW2-014g17	44.6	1.20	0.399	0.009	0.90	2.505	0.059	0.783	0.13	202.6	24.1	0.008	0.13	0.783	0.008	202.6	0.13	202.6	24.1	16.7	0.92	0.8465			
FW2-014g18	18.4	0.40	0.191	0.004	0.87	5.227	0.107	0.682	-0.05	249.7	10.7	0.006	-0.05	0.682	0.006	249.7	-0.05	249.7	10.7	102.2	0.79	0.8465			
FW2-014g19	3.5	0.07	0.065	0.001	0.65	15.380	0.308	0.380	0.23	241.4	5.5	0.006	0.23	0.380	0.006	241.4	0.23	241.4	5.5	96.9	0.41	0.8465			
FW2-014g20	4.7	0.12	0.075	0.002	0.79	13.423	0.324	0.448	0.02	236.3	7.4	0.008	0.02	0.448	0.008	236.3	0.02	236.3	7.4	100.8	0.50	0.8465			
FW2-014g21	107.0	1.00	0.941	0.017	0.52	1.063	0.019	0.807	0.39	293.4	50.3	0.007	0.39	0.807	0.007	293.4	0.39	293.4	50.3	17.7	0.93	0.8465			
FW2-014g22	192.4	6.00	1.663	0.046	0.93	0.601	0.017	0.812	0.10	446.5	97.0	0.008	0.10	0.812	0.008	446.5	0.10	446.5	97.0	12.0	0.86	0.8465			
FW2-014g23	220.2	4.20	1.861	0.037	0.87	0.537	0.011	0.820	0.28	387.9	98.4	0.007	0.28	0.820	0.007	387.9	0.28	387.9	98.4	10.7	0.86	0.8465			
FW2-014g24	3.1	0.06	0.060	0.001	0.81	16.675	0.361	0.360	0.09	232.4	5.6	0.005	0.09	0.360	0.005	232.4	0.09	232.4	5.6	93.8	0.39	0.8465			
FW2-014g25	885.0	14.00	7.290	0.130	0.78	0.137	0.002	0.835	0.03	665.1	365.1	0.007	0.03	0.835	0.007	665.1	0.03	665.1	365.1	3.0	-	0.8465			
FW2-015g1	17.9	0.55	0.186	0.005	0.66	5.388	0.157	0.697	0.06	225.6	18.8	0.010	0.06	0.697	0.010	225.6	0.06	225.6	18.8	21.8	0.81	0.8718			
FW2-015g2	4.5	0.14	0.074	0.002	0.36	13.475	0.381	0.431	0.36	247.0	8.2	0.006	0.36	0.431	0.006	247.0	0.36	247.0	8.2	56.6	0.47	0.8718			
FW2-015g3	3.3	0.10	0.066	0.002	0.33	15.242	0.441	0.368	0.44	250.8	7.9	0.005	0.44	0.368	0.005	250.8	0.44	250.8	7.9	83.6	0.40	0.8718			
FW2-015g4	5.7	0.17	0.084	0.002	0.46	11.876	0.339	0.485	0.46	243.9	8.4	0.006	0.46	0.485	0.006	243.9	0.46	243.9	8.4	47.6	0.54	0.8718			
FW2-015g5	12.4	0.39	0.139	0.004	0.76	7.220	0.214	0.645	0.07	224.9	11.8	0.006	0.07	0.645	0.006	224.9	0.07	224.9	11.8	30.3	0.74	0.8718			
FW2-015g6	5.4	0.17	0.082	0.002	0.42	12.225	0.359	0.480	0.26	240.3	8.7	0.007	0.26	0.480	0.007	240.3	0.26	240.3	8.7	58.1	0.54	0.8718			
FW2-015g7	5.4	0.16	0.082	0.002	0.29	12.235	0.344	0.479	0.51	240.7	8.6	0.007	0.51	0.479	0.007	240.7	0.51	240.7	8.6	57.6	0.53	0.8718			
FW2-015g8	21.0	0.68	0.214	0.007	0.85	4.664	0.150	0.715	0.19	231.3	21.7	0.010	0.19	0.715	0.010	231.3	0.19	231.3	21.7	17.4	0.83	0.8718			
FW2-015g9	16.1	0.63	0.170	0.006	0.88	5.896	0.219	0.683	-0.03	224.9	18.0	0.010	-0.03	0.683	0.010	224.9	-0.03	224.9	18.0	20.4	0.79	0.8718			
FW2-015g10	12.2	0.40	0.142	0.004	0.68	7.027	0.207	0.626	0.13	254.5	14.2	0.009	0.13	0.626	0.009	254.5	0.13	254.5	14.2	27.3	0.72	0.8718			
FW2-015g11	0.7	0.03	0.043	0.001	0.76	23.100	0.694	0.112	-0.50	252.9	7.5	0.002	-0.50	0.112	0.002	252.9	-0.50	252.9	7.5	732.0	0.08	0.8718			
FW2-015g12	5.2	0.17	0.080	0.003	0.34	12.516	0.392	0.470	0.45	241.2	10.0	0.010	0.45	0.470	0.010	241.2	0.45	241.2	10.0	54.5	0.52	0.8718			



Appendix B - Apatite U-Pb data

Grain	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	ρ	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	ρ	<sup>207</sup> Pb-corr. Age (Ma)	2σ	U (ppm)	t <sub>206</sub> <sup>†</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
															initial	initial
FW2-015g49	7.0	0.23	0.096	0.003	0.57	10.471	0.318	0.539	0.008	0.29	235.7	10.0	39.0	0.61	0.8718	0.8718
FW2-015g50	14.4	0.43	0.158	0.005	0.60	6.341	0.185	0.661	0.009	0.42	237.9	14.9	29.6	0.76	0.8718	0.8718
FW2-015g51	7.3	0.22	0.098	0.003	0.55	10.213	0.292	0.542	0.007	0.26	239.3	9.5	43.1	0.61	0.8718	0.8718
FW2-015g52	15.4	0.48	0.166	0.005	0.70	6.010	0.181	0.668	0.008	0.38	241.1	15.4	24.1	0.77	0.8718	0.8718
FW2-015g53	4.5	0.16	0.072	0.002	0.62	13.870	0.462	0.454	0.008	0.35	226.4	9.2	64.8	0.50	0.8718	0.8718
FW2-015g54	5.9	0.18	0.086	0.003	0.20	11.616	0.337	0.496	0.007	0.58	242.1	9.0	47.3	0.56	0.8718	0.8718
FW2-015g55	13.1	0.50	0.150	0.005	0.82	6.671	0.218	0.633	0.009	-0.16	259.8	15.3	26.0	0.73	0.8718	0.8718
TCH-001g1	10.8	0.37	0.129	0.004	0.36	7.740	0.240	0.619	0.016	0.33	237.3	18.7	14.9	0.71	0.8513	0.8513
TCH-001g2	9.2	0.29	0.118	0.004	0.47	8.503	0.253	0.569	0.009	0.32	263.1	12.5	36.5	0.65	0.8513	0.8513
TCH-001g3	14.3	0.51	0.158	0.005	0.51	6.325	0.200	0.660	0.015	0.26	239.2	21.5	12.6	0.76	0.8513	0.8513
TCH-001g6	11.0	0.39	0.131	0.004	0.05	7.628	0.244	0.609	0.018	0.16	251.7	20.9	16.0	0.70	0.8513	0.8513
TCH-001g7	14.4	0.54	0.157	0.005	0.48	6.390	0.200	0.667	0.016	0.30	227.5	22.3	11.0	0.77	0.8513	0.8513
TCH-001g8	7.6	0.25	0.099	0.003	0.21	10.132	0.328	0.556	0.014	0.52	230.3	13.7	17.2	0.63	0.8513	0.8513
TCH-001g9	9.9	0.32	0.119	0.004	0.14	8.375	0.253	0.603	0.013	0.55	234.3	15.0	16.7	0.69	0.8513	0.8513
TCH-001g10	10.3	0.39	0.122	0.004	0.24	8.217	0.277	0.609	0.016	0.53	233.0	18.0	14.7	0.70	0.8513	0.8513
TCH-001g11	7.8	0.32	0.105	0.004	0.88	9.542	0.319	0.541	0.010	-0.36	257.9	12.4	48.6	0.61	0.8513	0.8513
TCH-001g12	7.5	0.27	0.097	0.003	0.39	10.288	0.339	0.558	0.014	0.40	225.1	13.6	22.4	0.63	0.8513	0.8513
TCH-001g13	11.9	0.44	0.140	0.004	0.48	7.158	0.220	0.619	0.014	0.17	257.4	18.3	25.9	0.71	0.8513	0.8513
TCH-001g14	8.1	0.39	0.103	0.004	0.66	9.737	0.351	0.560	0.015	-0.05	236.5	15.3	22.4	0.64	0.8513	0.8513
TCH-001g15	10.1	0.38	0.119	0.004	0.62	8.418	0.298	0.614	0.013	0.29	222.4	15.4	18.3	0.70	0.8513	0.8513
TCH-001g16	10.2	0.37	0.121	0.004	0.51	8.285	0.268	0.619	0.014	0.32	221.1	16.1	16.6	0.71	0.8513	0.8513
TCH-001g17	7.7	0.32	0.101	0.004	0.79	9.891	0.362	0.554	0.010	0.04	237.6	12.4	37.8	0.63	0.8513	0.8513
TCH-001g18	11.1	0.47	0.130	0.005	0.57	7.669	0.276	0.612	0.016	0.12	247.1	19.5	14.8	0.70	0.8513	0.8513
TCH-001g19	7.1	0.24	0.092	0.003	0.24	10.917	0.346	0.561	0.013	0.52	209.7	12.1	18.7	0.64	0.8513	0.8513
TCH-001g20	9.0	0.29	0.111	0.004	0.29	9.025	0.293	0.592	0.013	0.63	226.8	14.3	15.2	0.68	0.8513	0.8513
TCH-001g21	9.3	0.38	0.112	0.004	0.54	8.945	0.312	0.596	0.017	0.19	225.3	17.5	15.5	0.68	0.8513	0.8513
TCH-001g22	7.8	0.27	0.100	0.003	0.33	10.000	0.320	0.561	0.013	0.51	229.3	13.2	22.0	0.64	0.8513	0.8513
TCH-001g23	8.7	0.30	0.107	0.003	0.28	9.320	0.287	0.595	0.013	0.39	216.8	13.7	17.9	0.68	0.8513	0.8513
TCH-001g24	8.7	0.31	0.109	0.003	0.38	9.174	0.286	0.586	0.013	0.31	228.4	14.0	17.8	0.67	0.8513	0.8513
TCH-001g25	5.6	0.19	0.081	0.003	0.23	12.346	0.381	0.505	0.011	0.46	221.6	10.2	28.1	0.57	0.8513	0.8513
TCH-001g26	5.6	0.20	0.081	0.003	0.27	12.300	0.378	0.503	0.013	0.36	223.7	11.1	23.5	0.57	0.8513	0.8513
TCH-001g27	9.3	0.32	0.113	0.003	0.50	8.857	0.267	0.597	0.014	0.05	226.7	15.0	16.7	0.68	0.8513	0.8513
TCH-001g28	11.8	0.39	0.134	0.005	0.14	7.468	0.251	0.647	0.014	0.66	215.3	17.7	15.5	0.75	0.8513	0.8513
TCH-001g29	17.0	0.75	0.177	0.007	0.85	5.659	0.221	0.705	0.014	-0.10	202.0	23.1	13.0	0.82	0.8513	0.8513
TCH-001g30	9.1	0.32	0.109	0.004	0.52	9.158	0.310	0.605	0.014	0.51	211.9	14.8	13.9	0.69	0.8513	0.8513



Appendix B - Apatite U-Pb data

Grain	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$\rho$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$\rho$	$^{207}\text{Pb-corr. Age (Ma)}$	$2\sigma$	$\text{U (ppm)}$	$t_{206}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	$2\sigma$		$2\sigma$			initial										
TCH-001g31	11.6	0.40	0.132	0.004	0.29	7.605	0.243	0.641	0.016	0.57	217.8	19.0	14.6	0.74	0.8513	
TCH-001g32	10.8	0.37	0.128	0.004	0.39	7.825	0.263	0.618	0.015	0.50	235.7	18.0	13.4	0.71	0.8513	
TCH-001g33	10.1	0.33	0.117	0.004	0.37	8.532	0.269	0.622	0.012	0.45	211.6	14.0	16.3	0.72	0.8513	
TCH-001g34	11.8	0.41	0.132	0.004	0.15	7.576	0.224	0.650	0.015	0.17	208.8	18.0	12.6	0.75	0.8513	
TCH-002g1	8.8	0.22	0.105	0.002	0.86	9.560	0.210	0.567	0.011	-0.26	235.1	10.3	34.2	0.64	0.8511	
TCH-002g2	18.3	0.47	0.178	0.005	0.89	5.627	0.146	0.696	0.014	0.06	216.8	20.3	10.6	0.81	0.8499	
TCH-002g3	13.0	0.22	0.141	0.003	0.67	7.117	0.142	0.620	0.009	0.26	257.5	10.9	32.1	0.71	0.8526	
TCH-002g4	17.4	0.33	0.172	0.004	0.76	5.824	0.126	0.672	0.010	0.24	243.7	14.4	21.7	0.78	0.8517	
TCH-002g5	26.1	0.44	0.240	0.005	0.50	4.163	0.083	0.716	0.011	0.41	258.9	21.2	13.1	0.83	0.8527	
TCH-002g6	3.1	0.07	0.057	0.001	0.80	17.513	0.368	0.361	0.007	-0.02	221.4	5.6	89.2	0.39	0.8502	
TCH-002g7	2.7	0.05	0.051	0.001	0.59	19.790	0.380	0.351	0.007	0.01	200.0	4.8	70.9	0.38	0.8487	
TCH-002g8	26.8	0.63	0.246	0.009	0.51	4.065	0.145	0.741	0.014	0.47	211.8	28.1	7.2	0.86	0.8495	
TCH-002g9	22.1	0.59	0.201	0.006	0.65	4.985	0.137	0.722	0.020	0.30	202.2	32.0	4.4	0.84	0.8489	
TCH-002g10	5.3	0.11	0.074	0.002	0.59	13.532	0.293	0.471	0.009	0.16	221.9	6.9	36.8	0.53	0.8502	
TCH-002g11	11.5	0.18	0.123	0.002	0.47	8.150	0.159	0.620	0.009	0.32	224.0	9.6	28.7	0.71	0.8503	
TCH-002g12	9.8	0.20	0.106	0.003	0.61	9.416	0.222	0.611	0.011	0.33	200.7	10.3	28.1	0.70	0.8488	
TCH-002g13	14.1	0.55	0.164	0.005	0.90	6.083	0.192	0.635	0.010	-0.11	283.9	15.3	26.8	0.73	0.8544	
TCH-002g14	20.5	0.90	0.232	0.009	0.36	4.305	0.161	0.681	0.023	0.04	319.5	42.8	7.4	0.78	0.8569	
TCH-002g15	13.3	0.37	0.158	0.005	0.90	6.341	0.197	0.654	0.013	-0.24	246.4	17.7	15.0	0.75	0.8519	
TCH-002g16	21.9	0.29	0.239	0.005	0.76	4.179	0.084	0.707	0.009	0.20	277.0	17.1	18.8	0.82	0.8540	
TCH-002g17	16.4	0.32	0.195	0.004	0.74	5.136	0.116	0.657	0.011	0.18	303.3	17.9	22.4	0.75	0.8558	
TCH-002g18	13.7	0.23	0.169	0.004	0.46	5.917	0.137	0.635	0.010	0.44	291.8	14.7	26.1	0.73	0.8550	
TCH-002g19	3.9	0.08	0.074	0.002	0.71	13.514	0.274	0.416	0.007	-0.02	254.6	6.5	47.3	0.46	0.8524	
TCH-002g20	9.7	0.16	0.131	0.003	0.66	7.651	0.146	0.584	0.009	0.15	277.1	10.5	31.0	0.66	0.8540	
TCH-002g21	15.7	0.32	0.190	0.004	0.65	5.263	0.105	0.653	0.010	0.31	302.2	15.6	22.3	0.75	0.8557	
TCH-002g23	14.6	0.31	0.176	0.003	0.73	5.688	0.107	0.645	0.010	-0.03	289.6	14.2	23.8	0.74	0.8548	
TCH-002g24	18.6	0.33	0.214	0.005	0.82	4.675	0.101	0.676	0.011	0.09	301.2	19.3	20.5	0.78	0.8556	
TCH-002g25	15.8	0.49	0.190	0.005	0.81	5.255	0.133	0.637	0.009	0.05	328.5	15.7	22.1	0.73	0.8575	
TCH-003g3	16.7	0.34	0.186	0.004	0.73	5.391	0.122	0.674	0.010	0.08	269.1	15.5	13.5	0.78	0.8597	
TCH-003g4	19.5	0.50	0.209	0.004	0.23	4.776	0.100	0.701	0.015	-0.09	259.7	24.8	10.8	0.81	0.8597	
TCH-003g5	9.4	0.21	0.122	0.003	0.51	8.170	0.187	0.574	0.011	0.21	273.1	12.1	37.5	0.65	0.8597	
TCH-003g6	13.4	0.42	0.151	0.004	0.74	6.618	0.193	0.650	0.016	-0.04	247.8	20.0	17.6	0.75	0.8597	
TCH-003g7	13.8	0.29	0.145	0.003	0.70	6.882	0.161	0.660	0.012	0.18	227.2	14.5	15.5	0.76	0.8597	
TCH-003g8	10.2	0.12	0.122	0.002	0.40	8.203	0.148	0.587	0.008	0.38	259.8	8.8	39.4	0.67	0.8597	





Appendix B - Apatite U-Pb data

Grain	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2σ	ρ	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2σ	ρ	<sup>207</sup> Pb-corr. Age (Ma)	2σ	U (ppm)	t <sub>206</sub> <sup>207</sup>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb initial	
TCH-004g1	64.2	1.50	0.582	0.023	0.88	1.718	0.068	0.794	0.013	0.26	274.2	69.5	11.6	0.93	0.8402	
TCH-004g2	6.2	0.13	0.086	0.003	0.59	11.669	0.354	0.518	0.007	0.33	225.7	8.9	109.8	0.58	0.8402	
TCH-004g4	51.5	1.10	0.468	0.014	0.49	2.135	0.064	0.792	0.013	0.18	214.6	56.2	11.7	0.93	0.8402	
TCH-004g5	98.8	2.00	0.871	0.027	0.74	1.148	0.036	0.816	0.010	0.45	259.7	86.6	6.3	0.95	0.8402	
TCH-004g6	67.1	1.40	0.610	0.019	0.72	1.639	0.051	0.803	0.010	0.09	231.9	61.5	8.8	0.94	0.8402	
TCH-004g7	59.0	0.79	0.546	0.016	0.46	1.832	0.054	0.792	0.011	0.39	262.7	57.9	10.2	0.92	0.8402	
TCH-004g8	39.6	0.81	0.375	0.011	0.52	2.667	0.078	0.774	0.011	0.38	227.4	39.9	14.5	0.90	0.8402	
TCH-004g9	11.8	0.23	0.137	0.004	0.46	7.326	0.231	0.633	0.011	0.21	235.5	15.3	52.3	0.73	0.8402	
TCH-004g10	21.2	0.38	0.218	0.007	0.64	4.585	0.139	0.712	0.009	0.43	240.4	21.2	29.1	0.83	0.8402	
TCH-004g11	32.3	0.60	0.314	0.009	0.57	3.190	0.096	0.751	0.011	0.31	250.3	33.3	22.3	0.87	0.8402	
TCH-004g12	35.6	0.63	0.345	0.010	0.62	2.898	0.084	0.747	0.009	0.46	293.6	32.2	27.4	0.86	0.8402	
TCH-004g13	55.8	1.50	0.527	0.017	0.71	1.899	0.061	0.777	0.010	0.32	332.4	52.2	12.4	0.90	0.8402	
TCH-004g14	49.4	1.00	0.466	0.014	0.52	2.146	0.064	0.775	0.012	0.43	292.9	52.1	12.8	0.90	0.8402	
TCH-004g15	76.8	1.40	0.697	0.022	0.47	1.435	0.045	0.810	0.013	0.07	224.4	83.8	7.5	0.95	0.8402	
TCH-004g16	66.7	1.80	0.624	0.022	0.57	1.603	0.057	0.787	0.012	0.53	350.8	69.5	9.1	0.91	0.8402	
TCH-004g17	70.1	1.20	0.652	0.020	0.37	1.535	0.047	0.792	0.011	0.52	336.6	68.4	8.2	0.92	0.8402	
TCH-004g18	139.7	3.30	1.233	0.038	0.38	0.811	0.025	0.823	0.013	0.30	369.5	144.8	4.7	0.95	0.8402	
TCH-004g19	13.9	0.33	0.161	0.005	0.69	6.200	0.196	0.638	0.011	0.39	273.8	18.0	30.0	0.73	0.8402	
TCH-004g20	64.1	1.40	0.593	0.018	0.60	1.687	0.051	0.792	0.011	0.27	294.3	62.7	9.2	0.92	0.8402	
TCH-004g21	66.5	1.30	0.623	0.019	0.57	1.606	0.049	0.784	0.012	0.30	370.1	68.8	9.0	0.91	0.8402	
TCH-004g22	34.4	0.74	0.335	0.011	0.35	2.985	0.098	0.751	0.011	0.61	270.3	35.7	18.0	0.87	0.8402	
TCH-004g23	68.5	1.40	0.630	0.022	0.74	1.587	0.055	0.797	0.012	0.24	285.6	70.9	8.0	0.93	0.8402	
TCH-004g24	68.9	1.20	0.643	0.019	0.38	1.556	0.046	0.789	0.013	0.44	351.4	75.4	7.8	0.91	0.8402	
TCH-004g25	7.3	0.08	0.101	0.002	0.42	9.900	0.235	0.524	0.006	0.40	262.2	8.5	91.6	0.59	0.8402	
TCH-004g26	1.0	0.02	0.042	0.001	0.63	23.563	0.666	0.174	0.003	0.20	227.4	6.4	654.0	0.15	0.8402	
TCH-004g27	12.0	0.29	0.134	0.004	0.85	7.440	0.233	0.640	0.008	0.22	223.6	12.6	46.7	0.74	0.8402	
TCH-004g28	14.3	0.18	0.157	0.004	0.42	6.382	0.159	0.654	0.008	0.47	245.4	13.8	28.9	0.75	0.8402	
DC 5/5-7g2	3.0	0.15	0.077	0.003	0.13	12.987	0.472	0.283	0.011	0.27	345.5	14.0	64.9	0.29	0.8589	
DC 5/5-7g3	2.3	0.11	0.072	0.003	0.06	13.972	0.508	0.231	0.010	0.28	350.2	13.6	94.7	0.22	0.8589	
DC 5/5-7g4	2.6	0.14	0.073	0.003	0.13	13.699	0.507	0.258	0.011	0.22	341.8	13.9	81.7	0.25	0.8589	
DC 5/5-7g5	1.9	0.09	0.067	0.002	0.08	14.837	0.528	0.200	0.008	0.24	346.0	12.8	131.3	0.18	0.8589	
DC 5/5-7g6	2.8	0.14	0.078	0.003	0.08	12.821	0.493	0.266	0.010	0.44	360.0	14.9	76.3	0.26	0.8589	
DC 5/5-7g7	2.9	0.14	0.075	0.003	-0.07	13.263	0.493	0.275	0.010	0.45	343.0	13.8	72.5	0.28	0.8589	
DC 5/5-7g8	2.4	0.13	0.072	0.003	0.17	13.922	0.504	0.238	0.010	0.18	347.4	13.5	90.2	0.23	0.8589	

Appendix B - Apatite U-Pb data

Grain	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	$\rho$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$\rho$	$^{207}\text{Pb-corr. Age (Ma)}$	$2\sigma$	$\text{U (ppm)}$	$t_{206}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
															initial	initial
DC 5/5-7g9	2.1	0.11	0.069	0.003	-0.09	14.510	0.526	0.224	0.009	0.39	340.8	13.1	110.8	0.21	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g10	2.5	0.13	0.073	0.003	0.06	13.680	0.505	0.249	0.010	0.28	347.3	13.8	83.8	0.24	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g11	2.7	0.14	0.075	0.003	0.17	13.316	0.496	0.270	0.010	0.29	344.6	13.9	80.8	0.27	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g12	2.5	0.13	0.074	0.003	0.09	13.477	0.509	0.240	0.010	0.35	357.4	14.4	95.6	0.23	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g13	2.3	0.11	0.071	0.003	0.15	14.124	0.499	0.229	0.009	0.17	347.7	12.9	96.5	0.22	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g14	2.5	0.13	0.074	0.003	0.04	13.514	0.493	0.248	0.010	0.35	352.3	13.8	88.5	0.24	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g15	2.4	0.13	0.075	0.003	0.22	13.280	0.511	0.229	0.010	0.17	369.0	15.1	101.0	0.22	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g16	2.0	0.10	0.070	0.003	0.24	14.249	0.508	0.211	0.007	0.18	354.3	12.9	105.4	0.19	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g17	2.7	0.13	0.075	0.003	-0.18	13.280	0.476	0.257	0.009	0.47	353.2	13.6	82.2	0.25	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g18	2.9	0.15	0.078	0.003	0.26	12.837	0.478	0.264	0.010	0.18	360.9	14.4	69.6	0.26	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g19	2.5	0.12	0.073	0.003	-0.05	13.624	0.501	0.246	0.009	0.41	350.3	13.7	82.7	0.24	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g20	1.1	0.06	0.061	0.002	0.06	16.461	0.596	0.132	0.005	0.24	344.2	12.5	285.0	0.10	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g21	2.7	0.13	0.073	0.003	-0.01	13.736	0.509	0.262	0.011	0.39	338.6	13.8	88.7	0.26	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g22	3.3	0.17	0.079	0.003	0.05	12.674	0.466	0.294	0.012	0.43	347.2	14.5	72.0	0.30	0.8589	0.8589
DC 5/5-7g23	3.0	0.15	0.078	0.003	0.10	12.837	0.461	0.279	0.011	0.28	351.8	14.1	70.7	0.28	0.8589	0.8589
DC 5/5-10g2	1.6	0.08	0.066	0.002	0.15	15.232	0.557	0.173	0.007	0.16	350.6	13.1	118.8	0.15	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g3	1.7	0.10	0.066	0.003	0.28	15.083	0.569	0.185	0.009	0.13	348.1	13.6	89.1	0.16	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g4	1.9	0.10	0.067	0.002	0.05	14.874	0.531	0.202	0.009	0.21	344.3	12.9	103.6	0.18	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g5	2.4	0.13	0.072	0.003	-0.01	13.951	0.506	0.240	0.011	0.28	345.5	13.7	80.8	0.23	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g6	1.7	0.09	0.068	0.003	0.20	14.620	0.534	0.184	0.008	0.09	359.6	13.6	131.3	0.16	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g7	2.7	0.23	0.075	0.003	0.94	13.298	0.548	0.253	0.015	-0.63	354.7	16.8	92.0	0.25	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g8	2.2	0.12	0.070	0.003	0.72	14.368	0.516	0.234	0.010	-0.20	338.9	13.1	115.2	0.22	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g9	1.6	0.08	0.065	0.002	0.04	15.411	0.546	0.177	0.007	0.33	344.8	12.5	144.7	0.15	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g10	1.8	0.09	0.067	0.002	0.11	15.038	0.543	0.200	0.007	0.27	341.2	12.7	132.2	0.18	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g11	3.7	0.20	0.083	0.003	0.27	12.019	0.448	0.323	0.014	0.19	347.2	15.5	55.3	0.33	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g12	2.4	0.12	0.072	0.003	0.33	13.928	0.504	0.246	0.010	0.13	342.8	13.3	88.3	0.24	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g14	1.5	0.07	0.064	0.002	-0.02	15.691	0.566	0.169	0.007	0.35	342.8	12.6	152.8	0.14	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g16	2.0	0.14	0.068	0.003	0.79	14.620	0.577	0.213	0.012	-0.50	344.2	14.8	107.2	0.20	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g17	1.7	0.09	0.065	0.002	0.63	15.375	0.544	0.192	0.008	-0.27	338.2	12.5	129.5	0.17	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g18	2.2	0.11	0.069	0.003	0.31	14.501	0.526	0.228	0.008	0.01	339.1	12.8	100.1	0.22	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g19	3.4	0.16	0.079	0.003	0.13	12.690	0.483	0.311	0.011	0.36	336.4	14.2	57.0	0.32	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g20	1.4	0.07	0.062	0.002	0.18	16.085	0.569	0.160	0.006	0.10	338.4	12.1	167.1	0.13	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g21	2.9	0.15	0.074	0.003	0.32	13.441	0.488	0.292	0.011	0.06	328.8	13.3	79.0	0.30	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g22	2.8	0.17	0.076	0.003	0.00	13.193	0.505	0.265	0.014	0.33	350.6	15.5	50.8	0.26	0.8585	0.8585
DC 5/5-10g23	2.5	0.12	0.072	0.003	-0.13	13.986	0.509	0.249	0.010	0.48	339.8	13.3	85.2	0.24	0.8585	0.8585



Appendix B - Apatite U-Pb data

Grain	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	$\rho$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$\rho$	$^{207}\text{Pb-corr. Age (Ma)}$	$2\sigma$	$\text{U (ppm)}$	$t_{206}^{207}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	
															Initial	Initial
DC 5/5-10g24	1.9	0.10	0.066	0.002	0.25	15.129	0.549	0.207	0.008	0.16	335.8	12.6	114.4	0.19	0.8585	
DC 5/5-10g25	1.8	0.09	0.067	0.002	0.15	14.908	0.533	0.199	0.008	0.21	345.0	12.8	102.7	0.18	0.8585	
DC 5/5-10g26	2.0	0.10	0.069	0.003	-0.01	14.599	0.533	0.212	0.009	0.40	345.4	13.2	103.6	0.20	0.8585	
DC 5/5-10g27	2.5	0.13	0.072	0.003	0.09	13.931	0.505	0.247	0.011	0.21	342.2	13.6	82.5	0.24	0.8585	
DC 5/5-10g28	2.2	0.11	0.069	0.003	-0.05	14.468	0.523	0.226	0.009	0.41	340.8	13.0	101.8	0.21	0.8585	
DC 5/5-10g29	2.1	0.10	0.068	0.003	-0.01	14.669	0.538	0.222	0.009	0.35	338.2	13.0	94.7	0.21	0.8585	
DC 5/5-10g30	2.4	0.12	0.073	0.003	0.12	13.793	0.514	0.244	0.009	0.32	347.5	13.8	80.9	0.24	0.8585	
													0.0			
DC 5/6-5g2	4.6	0.24	0.097	0.004	0.12	10.309	0.383	0.345	0.015	0.25	388.4	18.0	50.4	0.36	0.8621	
DC 5/6-5g5	9.6	0.50	0.135	0.005	-0.14	7.418	0.281	0.514	0.023	0.55	363.8	27.2	27.9	0.57	0.8621	
DC 5/6-5g6	5.4	0.26	0.103	0.004	0.38	9.699	0.376	0.388	0.013	0.14	378.7	17.7	47.9	0.41	0.8621	
DC 5/6-5g7	6.3	0.39	0.114	0.005	0.07	8.811	0.419	0.404	0.018	0.19	402.3	24.4	30.9	0.43	0.8621	
DC 5/6-5g8	6.3	0.34	0.112	0.004	0.18	8.897	0.340	0.417	0.017	0.28	387.4	20.6	35.1	0.45	0.8621	
DC 5/6-5g9	5.1	0.37	0.102	0.005	0.68	9.823	0.434	0.363	0.017	-0.25	393.3	21.5	49.0	0.38	0.8621	
DC 5/6-5g10	4.3	0.20	0.095	0.004	-0.09	10.560	0.401	0.330	0.011	0.54	390.2	16.6	59.7	0.34	0.8621	
DC 5/6-5g11	4.0	0.19	0.092	0.003	0.06	10.870	0.402	0.313	0.012	0.33	391.1	16.5	66.1	0.32	0.8621	
DC 5/6-5g12	3.5	0.17	0.089	0.003	0.14	11.274	0.432	0.284	0.011	0.31	396.9	16.7	74.6	0.28	0.8621	
DC 5/6-5g13	4.9	0.23	0.098	0.004	0.17	10.183	0.373	0.355	0.013	0.22	385.6	16.9	51.7	0.37	0.8621	
DC 5/6-5g14	4.2	0.26	0.093	0.004	0.28	10.718	0.402	0.334	0.017	0.03	381.7	18.5	56.0	0.35	0.8621	
DC 5/6-5g15	3.6	0.17	0.089	0.003	0.09	11.261	0.406	0.290	0.010	0.34	393.6	15.4	71.4	0.29	0.8621	
DC 5/6-5g16	3.6	0.17	0.087	0.003	0.16	11.442	0.419	0.300	0.011	0.29	380.6	15.5	75.8	0.30	0.8621	
DC 5/6-5g17	3.6	0.17	0.088	0.003	0.17	11.325	0.410	0.294	0.011	0.17	388.4	15.7	72.3	0.30	0.8621	
DC 5/6-5g18	7.7	0.34	0.121	0.005	0.01	8.278	0.322	0.458	0.018	0.57	378.2	22.0	33.1	0.50	0.8621	
DC 5/6-5g19	4.5	0.23	0.096	0.004	0.13	10.417	0.391	0.339	0.013	0.30	388.8	17.2	51.1	0.35	0.8621	
DC 5/6-5g20	4.1	0.22	0.098	0.004	0.27	10.256	0.379	0.311	0.013	0.10	415.5	17.9	56.7	0.32	0.8621	
DC 5/6-5g21	6.9	0.35	0.111	0.004	0.05	8.977	0.346	0.447	0.018	0.46	358.6	20.5	29.5	0.49	0.8621	
DC 5/6-5g22	6.3	0.32	0.109	0.004	0.05	9.166	0.353	0.429	0.016	0.43	366.3	19.2	37.0	0.47	0.8621	
DC 5/6-5g23	5.1	0.29	0.102	0.004	0.15	9.794	0.384	0.361	0.018	0.30	396.0	20.7	40.0	0.38	0.8621	
DC 5/6-5g24	6.5	0.34	0.116	0.004	0.23	8.606	0.326	0.408	0.017	0.23	408.2	21.3	33.4	0.44	0.8621	
DC 5/6-5g25	5.2	0.27	0.099	0.004	0.20	10.152	0.392	0.386	0.015	0.28	363.6	17.8	50.4	0.41	0.8621	
DC 5/6-5g26	6.5	0.32	0.112	0.004	0.08	8.945	0.336	0.422	0.017	0.38	381.1	20.2	39.4	0.46	0.8621	
SU03-20g5	9.6	0.68	0.124	0.005	0.16	8.058	0.344	0.573	0.047	0.51	275.9	46.6	6.2	0.65	0.8566	
SU03-20g6	5.4	0.36	0.097	0.003	-0.17	10.299	0.276	0.405	0.029	0.23	342.6	23.4	16.2	0.44	0.8566	
SU03-20g13	5.3	0.33	0.089	0.003	-0.13	11.287	0.318	0.425	0.029	0.55	299.4	21.5	16.7	0.46	0.8566	
SU03-20g14	11.0	1.10	0.138	0.007	0.37	7.246	0.378	0.558	0.048	0.18	322.3	53.6	6.5	0.63	0.8566	



Appendix B - Apatite U-Pb data

Grain	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	$\rho$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$\rho$	$^{207}\text{Pb-corr. Age (Ma)}$	$U$ (ppm)	$t_{206}^{207}$	$\text{Pb}/\text{Pb}$	
														initial	206
SU03-20g15	1.6	0.10	0.060	0.002	0.18	16.667	0.472	0.196	0.011	0.21	310.2	10.0	58.0	0.18	0.8566
SU03-20g16	10.6	0.79	0.130	0.005	0.21	7.669	0.276	0.581	0.044	0.35	281.7	45.5	8.5	0.66	0.8566
SU03-20g19	6.7	0.53	0.109	0.005	0.42	9.217	0.433	0.457	0.033	0.14	338.8	31.7	11.5	0.50	0.8566
SU03-20g20	4.3	0.28	0.084	0.003	-0.04	11.862	0.366	0.374	0.027	0.37	318.3	20.0	16.9	0.40	0.8566
SU03-20g21	7.7	0.55	0.112	0.004	0.12	8.953	0.321	0.496	0.037	0.30	315.2	33.7	10.7	0.55	0.8566
SU03-20g22	3.4	0.22	0.076	0.002	0.05	13.245	0.386	0.316	0.021	0.33	319.3	15.3	26.4	0.33	0.8566
SU03-20g23	5.3	0.33	0.092	0.003	0.13	10.834	0.387	0.414	0.027	0.37	319.6	22.2	16.4	0.45	0.8566
SU03-20g24	6.6	0.44	0.099	0.004	0.31	10.142	0.370	0.466	0.031	0.28	301.5	26.0	13.4	0.51	0.8566
SU03-20g25	4.4	0.24	0.085	0.003	0.03	11.779	0.347	0.378	0.022	0.46	317.9	17.1	19.1	0.40	0.8566
SU03-20g26	4.4	0.30	0.085	0.003	-0.15	11.737	0.386	0.375	0.029	0.51	321.0	21.7	17.9	0.40	0.8566
SU03-20g27	4.3	0.29	0.085	0.003	0.27	11.710	0.370	0.374	0.024	0.17	322.4	18.7	17.4	0.40	0.8566
SU03-20g28	5.1	0.29	0.097	0.003	0.08	10.331	0.352	0.376	0.023	0.44	363.1	21.0	13.9	0.40	0.8566
SU03-20g29	3.8	0.29	0.077	0.003	-0.10	13.072	0.444	0.359	0.031	0.52	298.1	20.8	19.2	0.38	0.8566
SU03-20g30	2.2	0.12	0.065	0.002	-0.04	15.504	0.409	0.245	0.014	0.40	308.8	10.6	40.1	0.24	0.8566
SU03-20g31	4.8	0.36	0.086	0.003	0.15	11.587	0.363	0.395	0.031	0.27	311.7	22.7	16.6	0.43	0.8566
SU03-21Ag2	59.4	3.40	0.549	0.029	0.31	1.821	0.096	0.791	0.022	0.14	338.8	92.9	11.9	0.92	0.8714
SU03-21Ag3	68.7	3.80	0.617	0.033	0.48	1.621	0.087	0.810	0.017	0.39	291.4	81.0	12.7	0.95	0.8714
SU03-21Ag5	35.7	2.00	0.347	0.018	0.41	2.879	0.149	0.748	0.021	0.34	329.0	57.6	19.2	0.87	0.8714
SU03-21Ag6	60.7	3.40	0.560	0.030	0.14	1.786	0.096	0.796	0.023	0.44	324.3	98.8	8.0	0.93	0.8714
SU03-21Ag7	51.8	3.00	0.482	0.027	0.57	2.075	0.116	0.775	0.023	0.44	356.3	85.8	11.5	0.90	0.8714
SU03-21Ag8	64.0	3.60	0.581	0.031	0.19	1.721	0.092	0.797	0.025	0.52	331.8	111.1	10.4	0.93	0.8714
SU03-21Ag9	21.4	1.20	0.235	0.013	0.37	4.257	0.236	0.652	0.021	0.36	394.4	42.8	20.7	0.74	0.8714
SU03-21Ag10	245.4	13.00	2.071	0.110	0.53	0.483	0.026	0.852	0.019	0.51	308.8	298.2	4.5	1.05	0.8714
SU03-21Ag11	48.5	2.70	0.460	0.025	0.41	2.176	0.118	0.765	0.018	0.37	374.5	65.4	11.7	0.88	0.8714
SU03-21Ag13	79.5	4.30	0.722	0.038	0.38	1.385	0.073	0.797	0.020	0.36	410.8	110.3	10.4	0.92	0.8714
SU03-21Bg2	63.5	3.60	0.582	0.032	0.29	1.718	0.094	0.798	0.026	0.47	328.0	115.7	9.9	0.93	0.8714
SU03-21Bg3	30.9	1.80	0.315	0.018	0.52	3.171	0.181	0.721	0.022	0.36	363.6	56.1	23.1	0.83	0.8714
SU03-21Bg4	59.7	3.20	0.546	0.029	0.35	1.832	0.097	0.803	0.020	0.51	287.3	84.2	17.4	0.94	0.8714
SU03-21Bg5	88.0	5.10	0.830	0.047	0.47	1.205	0.068	0.793	0.027	0.46	495.6	169.1	7.2	0.91	0.8714
SU03-21Bg6	82.1	4.60	0.744	0.039	0.40	1.344	0.070	0.808	0.022	0.40	361.6	124.7	8.9	0.94	0.8714
SU03-21Bg7	88.6	4.90	0.816	0.045	0.51	1.225	0.068	0.785	0.020	0.38	536.0	124.5	6.9	0.89	0.8714
SU03-21Bg10	34.6	2.00	0.343	0.018	0.34	2.914	0.153	0.736	0.022	0.30	356.3	59.8	18.9	0.85	0.8714
SU03-21Bg11	68.0	3.80	0.644	0.037	0.50	1.553	0.089	0.781	0.023	0.53	444.5	113.5	9.4	0.90	0.8714

Appendix C - Rutile U-Pb data

Grain	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$\rho$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$f_{206}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	$2\sigma$		$2\sigma$		$2\sigma$		$2\sigma$		$2\sigma$		Age (Ma)		Age (Ma)		Age (Ma)		$2\sigma$		Age (Ma)	
FW2-002g1	0.317	0.054	0.0406	0.0023	0.00		1.40	0.0560	0.0100	0.00	256.6	14.5	279.6	47.6	452.4	80.8	255.1	14.6	0.006	0.852
FW2-002g2	0.304	0.060	0.0387	0.0021	0.00		1.40	0.0600	0.0110	0.31	244.8	13.3	269.5	53.2	603.6	110.7	242.1	13.4	0.011	0.852
FW2-002g3	0.331	0.059	0.0431	0.0023	0.00		1.24	0.0570	0.0100	0.24	272.0	14.5	290.3	51.8	491.5	86.2	270.2	14.6	0.007	0.852
FW2-002g4	0.420	0.100	0.0431	0.0025	0.05		1.35	0.0640	0.0110	0.00	272.0	15.8	356.1	84.8	741.6	127.5	267.9	15.8	0.015	0.852
FW2-002g5	0.358	0.065	0.0431	0.0025	0.03		1.35	0.0610	0.0100	0.21	272.0	15.8	310.7	56.4	639.2	104.8	268.9	15.8	0.012	0.852
FW2-002g6	0.271	0.061	0.0408	0.0024	0.00		1.44	0.0500	0.0110	0.02	257.8	15.2	243.5	54.8	195.0	42.9	258.2	15.4	-0.002	0.852
FW2-002g7	0.290	0.046	0.0429	0.0023	0.00		1.25	0.0485	0.0075	0.16	270.8	14.5	258.6	41.0	123.7	19.1	271.8	14.6	-0.004	0.852
FW2-002g8	0.264	0.052	0.0422	0.0033	0.00		1.85	0.0450	0.0086	0.25	266.5	20.8	237.9	46.9	-55.7	-10.6	268.6	20.9	-0.008	0.852
FW2-002g9	0.253	0.047	0.0428	0.0025	0.00		1.36	0.0434	0.0083	0.17	270.2	15.8	229.0	42.5	-144.6	-27.7	272.9	16.0	-0.010	0.852
FW2-002g10	0.287	0.048	0.0406	0.0026	0.00		1.58	0.0535	0.0092	0.00	256.6	16.4	256.2	42.8	350.1	60.2	255.9	16.4	0.003	0.852
FW2-002g11	0.313	0.042	0.0429	0.0024	0.00		1.30	0.0526	0.0068	0.25	270.8	15.1	276.5	37.1	311.6	40.3	270.5	15.1	0.001	0.852
FW2-002g12	0.274	0.032	0.0412	0.0023	0.25		1.35	0.0490	0.0057	0.04	260.3	14.5	245.9	28.7	147.8	17.2	261.0	14.5	-0.003	0.852
FW2-002g13	0.238	0.043	0.0392	0.0024	0.43		1.56	0.0430	0.0076	0.04	247.9	15.2	216.8	39.2	-167.6	-29.6	250.4	15.3	-0.010	0.852
FW2-002g14	0.306	0.050	0.0413	0.0023	0.16		1.35	0.0544	0.0086	0.14	260.9	14.5	271.1	44.3	387.6	61.3	259.9	14.6	0.004	0.852
FW2-002g15	0.306	0.038	0.0405	0.0022	0.20		1.34	0.0559	0.0065	0.15	255.9	13.9	271.1	33.7	448.4	52.1	254.5	13.8	0.006	0.852
FW2-002g16	0.311	0.038	0.0389	0.0021	0.00		1.39	0.0607	0.0074	0.43	246.0	13.3	275.0	33.6	628.6	76.6	243.1	13.2	0.012	0.852
FW2-002g17	0.334	0.052	0.0407	0.0023	0.11		1.39	0.0590	0.0091	0.28	257.2	14.5	292.6	45.6	567.1	87.5	254.7	14.5	0.010	0.852
FW2-002g18	0.358	0.048	0.0422	0.0024	0.21		1.35	0.0640	0.0091	0.04	266.5	15.2	310.7	41.7	741.6	105.5	262.4	15.0	0.016	0.852
FW2-002g19	0.320	0.042	0.0414	0.0023	0.06		1.34	0.0560	0.0066	0.13	261.5	14.5	281.9	37.0	452.4	53.3	260.0	14.4	0.006	0.852
FW2-002g20	0.296	0.043	0.0382	0.0022	0.00		1.51	0.0550	0.0079	0.03	241.7	13.9	263.3	38.2	412.2	59.2	240.5	13.9	0.005	0.852
FW2-002g21	0.233	0.053	0.0412	0.0024	0.15		1.41	0.0420	0.0088	0.00	260.3	15.2	212.7	48.4	-226.5	-47.5	263.3	15.4	-0.012	0.852
FW2-002g22	0.260	0.069	0.0422	0.0027	0.09		1.52	0.0400	0.0120	0.00	266.5	17.0	234.7	62.3	-351.0	-105.3	270.3	17.5	-0.015	0.852
FW2-002g23	0.337	0.081	0.0404	0.0024	0.13		1.47	0.0580	0.0140	0.00	255.3	15.2	294.9	70.9	529.8	127.9	233.2	15.5	0.008	0.852
FW2-002g24	0.290	0.066	0.0442	0.0026	0.13		1.33	0.0490	0.0110	0.11	278.8	16.4	258.6	58.8	147.8	33.2	279.8	16.7	-0.004	0.852
FW2-002g25	0.329	0.055	0.0398	0.0021	0.16		1.33	0.0630	0.0100	0.22	251.6	13.3	288.8	48.3	708.2	112.4	247.9	13.3	0.015	0.852
FW2-002g26	0.286	0.044	0.0415	0.0024	0.01		1.39	0.0511	0.0078	0.12	262.1	15.2	255.4	39.3	245.3	37.4	262.2	15.2	0.000	0.852
FW2-002g27	0.410	0.063	0.0426	0.0023	0.00		1.27	0.0700	0.0100	0.17	268.9	14.5	348.9	53.6	928.4	132.6	262.8	14.4	0.023	0.852
FW2-002g28	0.376	0.059	0.0429	0.0026	0.18		1.41	0.0660	0.0090	0.18	270.8	16.4	324.1	50.9	806.4	110.0	266.0	16.2	0.018	0.852
FW2-002g29	0.300	0.042	0.0399	0.0021	0.17		1.32	0.0560	0.0078	0.00	252.2	13.3	266.4	37.3	452.4	63.0	250.7	13.3	0.006	0.852
FW2-002g30	0.360	0.110	0.0405	0.0025	0.00		1.52	0.0670	0.0180	0.07	255.9	15.8	312.2	95.4	837.8	225.1	251.0	16.3	0.020	0.852
FW2-002g31	0.307	0.046	0.0419	0.0023	0.05		1.31	0.0546	0.0076	0.26	264.6	14.5	271.9	40.7	395.9	55.1	263.6	14.5	0.004	0.852
FW2-002g33	0.242	0.040	0.0403	0.0025	0.20		1.54	0.0445	0.0076	0.00	254.7	15.8	220.1	36.4	-82.9	-14.2	256.8	15.9	-0.009	0.852
FW2-002g34	0.296	0.052	0.0434	0.0024	0.24		1.27	0.0500	0.0083	0.04	273.9	15.1	263.3	46.3	195.0	32.4	274.5	15.2	-0.002	0.852
FW2-002g35	0.307	0.049	0.0384	0.0022	0.00		1.49	0.0558	0.0099	0.35	242.9	13.9	271.9	43.4	444.4	78.8	241.5	14.0	0.006	0.852
FW2-002g36	0.311	0.047	0.0417	0.0022	0.18		1.27	0.0580	0.0082	0.04	263.4	13.9	275.0	41.6	529.8	74.9	261.3	13.9	0.008	0.852
FW2-002g37	0.303	0.047	0.0397	0.0024	0.00		1.52	0.0596	0.0089	0.16	251.0	15.2	268.7	41.7	589.1	88.0	248.4	15.1	0.011	0.852
FW2-002g38	0.356	0.047	0.0398	0.0023	0.00		1.45	0.0680	0.0089	0.31	251.6	14.5	309.2	40.8	868.6	113.7	246.4	14.3	0.021	0.852
FW2-002g39	0.323	0.044	0.0438	0.0027	0.39		1.41	0.0503	0.0068	0.21	276.3	17.0	284.2	38.7	208.9	28.2	276.9	17.0	-0.002	0.852
FW2-002g40	0.257	0.047	0.0411	0.0023	0.00		1.36	0.0529	0.0081	0.30	259.6	14.5	264.1	41.8	324.5	49.7	259.2	14.6	0.002	0.852
FW2-002g41	0.211	0.049	0.0379	0.0022	0.00		1.53	0.0420	0.0095	0.25	239.8	13.9	194.4	45.1	-226.5	-51.2	242.5	14.2	-0.011	0.852
FW2-002g42	0.240	0.053	0.0434	0.0027	0.00		1.43	0.0380	0.0094	0.00	273.9	17.0	218.4	48.2	-485.2	-120.0	278.5	17.4	-0.017	0.852
FW2-002g43	0.246	0.050	0.0412	0.0024	0.32		1.41	0.0445	0.0088	0.09	260.3	15.2	223.3	45.4	-82.9	-16.4	262.5	15.4	-0.009	0.852
FW2-002g44	0.246	0.049	0.0412	0.0022	0.11		1.30	0.0451	0.0093	0.00	260.3	13.9	223.3	44.5	-50.3	-10.4	262.3	14.1	-0.008	0.852
FW2-002g45	0.970	0.300	0.0485	0.0027	0.00		1.15	0.1440	0.0510	0.11	305.3	17.0	688.5	212.9	2275.9	806.0	270.8	24.3	0.115	0.852
FW2-002g46	0.267	0.053	0.0405	0.0026	0.01		1.59	0.0463	0.0094	0.11	255.9	16.4	240.3	47.7	13.3	2.7	257.5	16.6	-0.006	0.852
FW2-002g47	1.390	0.130	0.0535	0.0029	0.08		1.01	0.1910	0.0150	0.00	336.0	18.2	884.7	82.7	2750.8	216.0	278.8	16.2	0.173	0.852



Appendix C - Rutile U-Pb data

Grain	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$\rho$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$2\sigma$	$\rho$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$f_{206}$			
	$2\sigma$		$2\sigma$			$2\sigma$		$2\sigma$				$2\sigma$		$2\sigma$		$2\sigma$		$2\sigma$		$2\sigma$	initial
FW2-002g48	0.272	0.043	0.0408	0.0023	0.37	24.51	1.38	0.0482	0.0076	0.00	0.00	257.8	14.5	244.3	38.6	109.1	17.2	258.8	14.6	-0.004	0.852
FW2-002g49	2.110	0.530	0.0551	0.0059	0.11	18.15	1.94	0.2770	0.0300	0.44	0.44	345.8	37.0	1152.1	289.4	3346.1	362.4	250.1	29.4	0.282	0.852
FW2-002g50	0.367	0.058	0.0430	0.0024	0.00	23.26	1.30	0.0640	0.0100	0.42	0.42	271.4	15.1	317.4	50.2	741.6	115.9	267.3	15.1	0.015	0.852
FW2-002g51	1.050	0.260	0.0446	0.0036	0.32	22.42	1.81	0.1650	0.0240	0.00	0.00	281.3	22.7	728.9	180.5	2507.6	364.7	242.0	21.0	0.142	0.852
FW2-002g52	0.279	0.045	0.0397	0.0023	0.00	25.19	1.46	0.0505	0.0084	0.46	0.46	251.0	14.5	249.9	40.3	218.1	36.3	251.2	14.6	-0.001	0.852
FW2-002g53	0.466	0.100	0.0410	0.0028	0.14	24.39	1.67	0.0820	0.0180	0.12	0.12	259.0	17.7	388.4	83.4	1245.5	273.4	249.3	17.8	0.038	0.852
FW2-002g54	0.252	0.059	0.0387	0.0023	0.26	25.84	1.54	0.0470	0.0110	0.00	0.00	244.8	14.5	228.2	53.4	49.2	11.5	246.0	14.8	-0.005	0.852
FW2-002g55	0.233	0.048	0.0407	0.0023	0.26	24.57	1.39	0.0450	0.0095	0.00	0.00	257.2	14.5	212.7	43.8	-55.7	-11.7	259.2	14.8	-0.008	0.852
FW2-002g56	0.281	0.035	0.0409	0.0022	0.21	24.45	1.32	0.0486	0.0062	0.14	0.14	258.4	13.9	251.5	31.3	128.6	16.4	259.3	13.9	-0.004	0.852
FW2-002g57	0.250	0.046	0.0400	0.0023	0.08	25.00	1.44	0.0468	0.0086	0.16	0.16	252.8	14.5	226.6	41.7	39.0	7.2	254.2	14.7	-0.006	0.852
FW2-002g58	0.241	0.046	0.0389	0.0023	0.12	25.71	1.52	0.0448	0.0087	0.04	0.04	246.0	14.5	219.2	41.8	-66.5	-12.9	247.9	14.7	-0.008	0.852
FW2-002g59	0.624	0.089	0.0464	0.0026	0.42	21.55	1.21	0.1010	0.0140	0.00	0.00	292.4	16.4	492.4	70.2	1642.6	227.7	274.8	16.0	0.061	0.852
FW2-002g60	0.262	0.043	0.0390	0.0023	0.04	25.64	1.51	0.0470	0.0074	0.17	0.17	246.6	14.5	236.3	38.8	49.2	7.8	247.9	14.6	-0.005	0.852
FW2-002g61	0.418	0.089	0.0390	0.0024	0.25	25.64	1.58	0.0850	0.0160	0.04	0.04	246.6	15.2	354.6	75.5	1315.5	247.6	236.3	15.2	0.043	0.852
FW2-002g62	0.313	0.068	0.0402	0.0027	0.18	24.88	1.67	0.0550	0.0120	0.05	0.05	254.1	17.1	276.5	60.1	412.2	89.9	252.9	17.2	0.005	0.852
FW2-002g63	0.420	0.140	0.0419	0.0027	0.22	23.87	1.54	0.0740	0.0190	0.12	0.12	264.6	17.1	356.1	118.7	1041.5	267.4	257.3	17.5	0.028	0.852
FW2-002g64	0.234	0.037	0.0398	0.0023	0.11	25.13	1.45	0.0440	0.0069	0.00	0.00	251.6	14.5	213.5	33.8	-110.7	-17.4	253.8	14.6	-0.009	0.852
FW2-002g65	0.247	0.051	0.0376	0.0022	0.21	26.60	1.56	0.0440	0.0080	0.21	0.21	237.9	13.9	224.1	46.3	-110.7	-20.1	240.0	14.1	-0.009	0.852
FW2-002g66	0.398	0.061	0.0403	0.0026	0.13	24.81	1.60	0.0780	0.0110	0.13	0.13	254.7	16.4	340.2	52.1	1146.9	161.7	246.3	16.1	0.034	0.852
FW2-002g67	0.319	0.049	0.0414	0.0023	0.00	24.15	1.34	0.0553	0.0085	0.53	0.53	261.5	14.5	281.1	43.2	424.4	65.2	260.3	14.5	0.005	0.852
FW2-002g68	0.342	0.055	0.0415	0.0024	0.00	24.10	1.39	0.0582	0.0089	0.23	0.23	262.1	15.2	298.7	48.0	537.3	82.2	260.0	15.1	0.008	0.852
FW2-002g69	0.336	0.060	0.0388	0.0023	0.00	25.77	1.53	0.0640	0.0100	0.25	0.25	245.4	14.5	294.1	52.5	741.6	115.9	241.5	14.5	0.016	0.852
FW2-002g70	0.447	0.065	0.0422	0.0027	0.40	23.70	1.52	0.0780	0.0110	0.00	0.00	266.5	17.0	375.2	54.6	1146.9	161.7	257.8	16.7	0.033	0.852
FW2-002g71	0.274	0.046	0.0396	0.0023	0.28	25.25	1.47	0.0476	0.0075	0.00	0.00	250.4	14.5	245.9	41.3	79.4	12.5	251.5	14.6	-0.005	0.852
FW2-002g72	0.299	0.053	0.0429	0.0025	0.00	23.31	1.36	0.0508	0.0090	0.16	0.16	270.8	15.8	265.6	47.1	231.8	41.1	271.1	15.9	-0.001	0.852
FW2-002g73	0.740	0.170	0.0442	0.0030	0.39	22.62	1.54	0.1260	0.0240	0.00	0.00	278.8	18.9	562.4	129.2	2042.9	389.1	253.3	18.9	0.093	0.852
FW2-002g74	4.450	0.360	0.0749	0.0048	0.78	13.35	0.86	0.4440	0.0180	0.00	0.00	465.6	29.8	1721.7	139.3	4055.2	164.8	241.4	18.6	0.491	0.852
FW2-002g75	0.312	0.048	0.0410	0.0024	0.06	24.39	1.43	0.0538	0.0077	0.18	0.18	259.0	15.2	275.7	42.4	362.7	51.9	258.3	15.1	0.003	0.852
FW2-002g76	0.324	0.046	0.0397	0.0023	0.16	25.19	1.46	0.0629	0.0088	0.11	0.11	251.0	14.5	285.0	40.5	704.9	98.6	247.4	14.4	0.015	0.852
FW2-002g77	0.361	0.068	0.0406	0.0028	0.07	24.63	1.70	0.0625	0.0097	0.09	0.09	256.6	17.7	313.0	59.0	691.3	107.3	253.0	17.5	0.014	0.852
FW2-002g78	0.626	0.076	0.0450	0.0027	0.03	22.22	1.33	0.1040	0.0130	0.19	0.19	283.8	17.0	493.6	59.9	1696.7	212.1	265.5	16.4	0.065	0.852
FW2-002g79	0.334	0.057	0.0395	0.0024	0.42	25.32	1.54	0.0600	0.0110	0.04	0.04	249.7	15.2	292.6	49.9	603.6	110.7	247.0	15.2	0.011	0.852
FW2-002g80	0.762	0.098	0.0439	0.0027	0.36	22.78	1.40	0.1240	0.0130	0.00	0.00	277.0	17.0	575.2	74.0	2014.6	211.2	252.3	16.0	0.091	0.852
FW2-002g81	0.473	0.058	0.0390	0.0023	0.00	25.64	1.51	0.0870	0.0100	0.46	0.46	246.6	14.5	393.3	48.2	1360.5	156.4	235.7	14.1	0.045	0.852
FW2-002g82	0.205	0.051	0.0382	0.0028	0.95	26.18	1.92	0.0370	0.0071	0.28	0.28	241.7	17.7	189.3	47.1	-556.5	-106.8	245.8	17.9	-0.018	0.852
FW2-002g83	0.366	0.069	0.0429	0.0025	0.00	23.31	1.36	0.0660	0.0120	0.22	0.22	270.8	15.8	316.7	59.7	806.4	146.6	266.0	15.8	0.018	0.852
FW2-002g84	1.660	0.180	0.0568	0.0034	0.54	17.61	1.05	0.2120	0.0190	0.00	0.00	356.1	21.3	993.4	107.7	2920.9	261.8	286.5	18.9	0.199	0.852
FW2-002g85	0.247	0.037	0.0403	0.0021	0.00	24.81	1.29	0.0447	0.0065	0.25	0.25	254.7	13.3	224.1	33.6	-72.0	-10.5	256.8	13.4	-0.008	0.852
FW2-002g86	0.247	0.044	0.0421	0.0022	0.00	23.75	1.24	0.0432	0.0074	0.33	0.33	265.8	13.9	224.1	39.9	-156.1	-26.7	268.6	14.1	-0.011	0.852
FW2-002g87	0.275	0.043	0.0383	0.0020	0.04	26.11	1.36	0.0532	0.0084	0.12	0.12	242.3	12.7	246.7	38.6	337.3	53.3	241.6	12.7	0.003	0.852
FW2-002g88	0.225	0.042	0.0423	0.0022	0.00	23.64	1.23	0.0390	0.0075	0.25	0.25	267.1	13.9	206.1	38.5	-416.8	-80.1	271.2	14.1	-0.016	0.852
FW2-002g89	1.120	0.140	0.0498	0.0031	0.53	20.08	1.25	0.1650	0.0180	0.00	0.00	313.3	19.5	763.0	95.4	2507.6	273.6	269.8	18.0	0.141	0.852
FW2-002g90	0.301	0.067	0.0404	0.0024	0.32	24.75	1.47	0.0580	0.0110	0.00	0.00	255.3	15.2	267.2	59.5	529.8	100.5	253.2	15.3	0.008	0.852
FW2-002g91	0.246	0.048	0.0405	0.0028	0.00	24.69	1.71	0.0481	0.0096	0.33	0.33	255.9	17.7	223.3	43.6	104.2	20.8	257.0	17.8	-0.004	0.852
FW2-002g92	0.536	0.085	0.0415	0.0025	0.17	24.04	1.44	0.0910	0.0140	0.02	0.02	262.7	15.8	435.8	69.1	1446.6	222.6	249.9	15.5	0.050	0.852
FW2-002g93	0.700	0.110	0.0406	0.0022	0.29	24.63	1.33	0.1350	0.0170	0.01	0.01	256.6	13.9	538.8	84.7	2164.0	272.5	230.1	13.5	0.105	0.852

Appendix C - Rutile U-Pb data

Grain	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	$\rho$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$\rho$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$f_{206}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
											Age (Ma)		Age (Ma)		Age (Ma)		Age (Ma)		Age (Ma)		initial	
FW2-002g94	0.631	0.069	0.0429	0.0025	0.05	23.31	1.36	0.1070	0.0110	0.23	270.8	15.8	496.7	54.3	1748.9	179.8	252.3	15.0	0.070	0.852		
FW2-007g1	0.323	0.093	0.0392	0.0023	0.04	25.51	1.50	0.0580	0.0150	0.19	247.9	14.5	284.2	81.8	529.8	137.0	245.8	15.0	0.009	0.852		
FW2-007g2	0.501	0.020	0.0646	0.0200	0.09	15.48	0.28	0.0568	0.0026	0.53	403.5	124.9	412.4	16.5	483.8	22.1	402.6	122.3	0.003	0.863		
FW2-007g3	0.358	0.057	0.0416	0.0025	0.16	24.04	1.44	0.0610	0.0098	0.38	262.7	15.8	310.7	49.5	639.2	102.7	259.7	15.7	0.012	0.852		
FW2-007g4	0.483	0.091	0.0397	0.0022	0.01	25.19	1.40	0.0860	0.0110	0.32	251.0	13.9	400.1	75.4	1338.2	171.2	240.2	13.6	0.044	0.852		
FW2-007g5	0.428	0.056	0.0420	0.0025	0.07	23.81	1.42	0.0730	0.0097	0.30	265.2	15.8	361.8	47.3	1014.0	134.7	258.2	15.5	0.027	0.852		
FW2-007g6	0.650	0.220	0.0431	0.0033	0.00	23.20	1.78	0.1120	0.0250	0.45	272.0	20.8	508.5	172.1	1832.1	409.0	251.8	20.8	0.076	0.852		



Appendix D - Zircon U-Pb data

Grain	Interpretation	207		235		206		238		ρ	207		206		206Pb/238U		207Pb/235U		U (ppm)	Th/U	Disc (%)
		Pb/U	2σ	Pb/U	2σ	Pb/U	2σ	Pb/ Pb	206		Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ			
FW2-001g1	magmatic	0.330	0.016		0.047	0.002	0.00	0.0515	0.0019	294.2	10.1	289.6	14.0	263.3	9.7	874	0.539	-11.8			
FW2-001g2	magmatic	0.325	0.012	0.044	0.001	0.63		0.0545	0.0016	278.2	8.8	285.7	10.6	391.8	11.5	884	0.556	29.0			
FW2-001g3	magmatic	0.336	0.012	0.046	0.001	0.18		0.0535	0.0021	287.5	7.6	294.1	10.5	350.1	13.7	359	0.393	17.9			
FW2-001g4	magmatic	0.342	0.012	0.046	0.001	0.16		0.0543	0.0020	288.1	6.9	298.7	10.5	383.5	14.1	358	0.509	24.9			
FW2-001g5	magmatic	0.343	0.013	0.046	0.001	0.30		0.0547	0.0020	289.3	8.2	299.4	11.3	400.0	14.6	559	0.428	27.7			
FW2-001g6	magmatic	0.324	0.011	0.045	0.001	0.51		0.0524	0.0015	284.4	8.2	285.0	9.7	302.9	8.7	833	0.449	6.1			
FW2-001g7	magmatic	0.350	0.017	0.046	0.002	0.20		0.0556	0.0030	289.9	9.5	304.7	14.8	436.4	23.5	551	0.375	33.6			
FW2-001g8	magmatic	0.352	0.018	0.046	0.002	0.25		0.0545	0.0028	291.8	9.5	306.2	15.7	391.8	20.1	370	0.405	25.5			
FW2-002g1	magmatic	1.780	0.058	0.174	0.004	0.00		0.0747	0.0035	1032.5	26.2	1038.2	33.8	1060.4	49.7	392	0.203	2.6			
FW2-002g2	magmatic	1.802	0.055	0.176	0.004	0.57		0.0754	0.0034	1043.4	22.6	1046.2	31.9	1079.2	48.7	378	0.550	3.3			
FW2-002g3	magmatic	1.730	0.060	0.170	0.004	0.30		0.0737	0.0037	1011.0	22.6	1019.8	35.4	1033.3	51.9	124	0.661	2.2			
FW2-002g4	common Pb	2.054	0.093	0.177	0.005	0.55		0.0838	0.0046	1048.4	32.1	1133.6	51.3	1287.9	70.7	200	0.749	18.6			
FW2-002g5	magmatic	1.800	0.050	0.175	0.003	0.52		0.0748	0.0033	1037.4	19.6	1045.5	29.0	1063.1	46.9	338	0.785	2.4			
FW2-002g6	magmatic	1.740	0.069	0.171	0.006	0.73		0.0736	0.0036	1015.4	36.3	1023.5	40.6	1030.5	50.4	965	0.532	1.5			
FW2-002g7	magmatic	1.779	0.057	0.173	0.004	0.50		0.0749	0.0035	1027.0	21.4	1037.8	33.3	1065.8	49.8	144	0.697	3.6			
FW2-002g8	common Pb	2.737	0.083	0.182	0.004	0.51		0.1091	0.0051	1075.7	24.3	1338.6	40.6	1784.4	83.4	101	0.541	39.7			
FW2-002g9	Pb loss	1.712	0.053	0.168	0.003	0.34		0.0732	0.0035	1002.2	19.7	1013.0	31.4	1019.5	48.7	130	0.498	1.7			
FW2-002g10	Pb loss	1.588	0.066	0.153	0.006	0.57		0.0747	0.0039	919.4	34.8	965.5	40.1	1060.4	55.4	1632	0.205	13.3			
FW2-002g11	magmatic	1.796	0.057	0.172	0.004	0.00		0.0758	0.0036	1023.1	21.4	1044.0	33.1	1089.8	51.8	196	0.742	6.1			
FW2-002g12	magmatic	1.743	0.057	0.169	0.003	0.56		0.0748	0.0036	1005.5	19.7	1024.6	33.5	1063.1	51.2	226	0.842	5.4			
FW2-002g13	magmatic	1.801	0.052	0.178	0.004	0.48		0.0739	0.0034	1057.1	20.8	1045.8	30.2	1038.7	47.8	335	0.709	-1.8			
FW2-002g14	Pb loss	1.702	0.045	0.168	0.003	0.48		0.0738	0.0033	998.3	19.1	1009.3	26.7	1036.0	46.3	289	0.672	3.6			
FW2-002g15	magmatic	1.764	0.050	0.171	0.004	0.57		0.0743	0.0034	1018.2	26.2	1032.3	29.3	1049.6	48.0	678	0.190	3.0			
FW2-002g16	Pb loss	1.546	0.058	0.151	0.005	0.70		0.0743	0.0035	904.3	31.8	948.9	35.6	1049.6	49.4	1873	0.140	13.8			
FW2-002g17	magmatic	1.758	0.060	0.172	0.004	0.70		0.0734	0.0033	1025.3	26.2	1030.1	35.2	1025.0	46.1	478	0.244	0.0			
FW2-002g19	magmatic	1.721	0.051	0.169	0.004	0.33		0.0741	0.0035	1008.3	22.0	1016.4	30.1	1044.2	49.3	150	0.617	3.4			
FW2-002g20	magmatic	1.729	0.059	0.171	0.003	0.26		0.0730	0.0035	1014.9	20.2	1019.4	34.8	1014.0	48.6	155	0.561	-0.1			
FW2-002g21	common Pb	1.822	0.071	0.174	0.006	0.99		0.0758	0.0036	1034.7	36.8	1053.4	41.0	1089.8	51.8	560	0.150	5.1			
FW2-002g22	Pb loss	1.670	0.100	0.153	0.006	0.13		0.0797	0.0058	915.0	33.0	997.2	59.7	1189.6	86.6	139	0.517	23.1			
FW2-002g23	magmatic	1.728	0.056	0.169	0.004	0.31		0.0744	0.0036	1004.9	21.4	1019.0	33.0	1052.3	50.9	135	0.391	4.5			
FW2-002g24	magmatic	1.749	0.046	0.172	0.004	0.07		0.0737	0.0034	1020.4	21.4	1026.8	27.0	1033.3	47.7	309	0.464	1.2			
FW2-002g25	Pb loss	1.676	0.056	0.167	0.003	0.00		0.0726	0.0036	993.4	19.7	999.5	33.4	1002.8	49.7	195	0.303	0.9			
FW2-002g26	common Pb	1.874	0.066	0.177	0.005	0.41		0.0772	0.0039	1048.4	29.7	1071.9	37.8	1126.4	56.9	267	0.486	6.9			
FW2-002g28	magmatic	1.760	0.048	0.171	0.003	0.52		0.0737	0.0033	1019.3	19.0	1030.8	28.1	1033.3	46.3	302	0.502	1.4			
FW2-002g29	common Pb	2.064	0.093	0.180	0.005	0.37		0.0830	0.0046	1065.9	32.0	1136.9	51.2	1269.2	70.3	97	1.080	16.0			
FW2-002g30	magmatic	1.787	0.060	0.171	0.005	0.63		0.0757	0.0034	1016.5	29.2	1040.7	34.9	1087.1	48.8	868	1.634	6.5			
FW2-002g31	magmatic	1.790	0.075	0.174	0.006	0.65		0.0744	0.0037	1036.3	33.3	1041.8	43.7	1052.3	52.3	431	0.395	1.5			
FW2-002g32	common Pb	2.063	0.078	0.178	0.005	0.56		0.0834	0.0041	1053.8	30.9	1136.6	43.0	1278.6	62.9	192	0.536	17.6			
FW2-002g33	magmatic	1.760	0.063	0.171	0.004	0.55		0.0749	0.0036	1019.8	22.0	1030.8	36.9	1065.8	51.2	111	0.452	4.3			
FW2-002g34	common Pb	1.837	0.076	0.171	0.006	0.69		0.0776	0.0039	1015.4	38.1	1058.8	43.8	1136.7	57.1	1160	0.212	10.7			
FW2-002g35	common Pb	1.941	0.056	0.179	0.004	0.42		0.0790	0.0038	1059.3	26.1	1095.3	31.6	1172.1	56.4	187	0.496	9.6			

Appendix D - Zircon U-Pb data

Grain	Interpretation	207		235		206		238		ρ	207		206		206Pb/238U		207Pb/235U		207Pb/206Pb		U (ppm)	Th/U	Disc (%)
		Pb/ U	2σ	Pb/ U	2σ	Pb/ U	2σ	Pb/ Pb	2σ		Pb/ Pb	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ			
FW2-002g36	magmatic	1.697	0.051	0.171	0.004	0.54	0.004	0.0730	0.0034	1014.9	21.4	1007.4	30.3	1014.0	47.2	204	0.332						-0.1
FW2-002g37	magmatic	1.735	0.057	0.171	0.004	0.63	0.004	0.0740	0.0035	1015.4	20.8	1021.6	33.6	1041.5	49.3	219	0.521						2.5
FW2-002g38	magmatic	1.742	0.059	0.171	0.005	0.81	0.005	0.0735	0.0032	1016.5	27.4	1024.2	34.7	1027.8	44.7	772	0.255						1.1
FW2-002g39	magmatic	1.787	0.084	0.178	0.006	0.44	0.006	0.0716	0.0042	1057.7	33.2	1040.7	48.9	974.6	57.2	109	0.552						-8.5
FW2-002g40	magmatic	1.724	0.053	0.171	0.004	0.62	0.004	0.0731	0.0034	1019.3	22.6	1017.5	31.3	1016.7	47.3	233	0.414						-0.3
FW2-002g41	Pb loss	1.702	0.048	0.167	0.004	0.67	0.004	0.0737	0.0033	997.2	23.8	1009.3	28.5	1033.3	46.3	387	0.734						3.5
FW2-002g42	common Pb	2.000	0.079	0.177	0.006	0.56	0.006	0.0801	0.0041	1052.8	34.4	1115.5	44.1	1199.5	61.4	593	0.440						12.2
FW2-002g44	magmatic	1.763	0.056	0.172	0.005	0.13	0.005	0.0751	0.0037	1024.8	28.0	1032.0	32.8	1071.2	52.8	192	0.429						4.3
FW2-002g45	magmatic	1.706	0.055	0.170	0.004	0.42	0.004	0.0736	0.0034	1013.8	21.4	1010.8	32.6	1030.5	47.6	175	0.723						1.6
FW2-002g46	magmatic	1.787	0.064	0.172	0.005	0.36	0.005	0.0772	0.0041	1020.9	28.6	1040.7	37.3	1126.4	59.8	139	0.662						9.4
FW2-002g47	common Pb	1.998	0.067	0.182	0.004	0.39	0.004	0.0794	0.0040	1077.3	23.1	1114.8	37.4	1182.1	59.6	121	0.581						8.9
FW2-002g48	common Pb	2.220	0.210	0.174	0.005	0.00	0.005	0.0940	0.0083	1031.4	27.9	1187.4	112.3	1508.1	133.2	161	0.500						31.6
FW2-002g49	magmatic	1.781	0.068	0.169	0.004	0.18	0.004	0.0759	0.0043	1008.3	25.0	1038.5	39.7	1092.4	61.9	73	0.600						7.7
FW2-002g50	common Pb	1.869	0.055	0.172	0.003	0.58	0.003	0.0796	0.0036	1020.9	20.2	1070.2	31.5	1187.1	53.7	462	0.449						14.0
FW2-002g51	magmatic	1.762	0.078	0.173	0.004	0.39	0.004	0.0723	0.0040	1028.1	24.4	1031.6	45.7	994.4	55.0	105	1.100						-3.4
FW2-002g52	magmatic	1.750	0.063	0.168	0.004	0.10	0.004	0.0750	0.0038	1001.1	22.6	1027.2	37.0	1068.5	54.1	142	0.814						6.3
FW2-002g53	common Pb	1.968	0.085	0.171	0.005	0.29	0.005	0.0834	0.0047	1018.2	28.6	1104.6	47.7	1278.6	72.1	121	0.825						20.4
FW2-002g54	magmatic	1.752	0.052	0.170	0.003	0.37	0.003	0.0749	0.0035	1010.5	19.6	1027.9	30.5	1065.8	49.8	163	0.524						5.2
FW2-002g55	magmatic	1.772	0.083	0.173	0.005	0.67	0.005	0.0742	0.0039	1029.2	31.5	1035.3	48.5	1046.9	55.0	246	0.520						1.7
FW2-002g56	magmatic	1.797	0.050	0.174	0.004	0.40	0.004	0.0760	0.0034	1035.8	20.8	1044.4	29.1	1095.1	49.0	419	0.660						5.4
FW2-002g57	magmatic	1.777	0.056	0.171	0.004	0.46	0.004	0.0751	0.0035	1017.1	22.6	1037.1	32.7	1071.2	49.9	411	0.427						5.1
FW2-002g58	Pb loss	1.732	0.047	0.167	0.004	0.78	0.004	0.0754	0.0032	993.4	22.7	1020.5	27.7	1079.2	45.8	1056	0.681						8.0
FW2-002g59	Pb loss	1.697	0.043	0.169	0.003	0.52	0.003	0.0728	0.0032	1006.6	17.9	1007.4	25.5	1008.4	44.3	298	0.711						0.2
FW2-002g60	magmatic	1.806	0.076	0.171	0.007	0.69	0.007	0.0758	0.0038	1019.8	38.7	1047.6	44.1	1089.8	54.6	1045	0.362						6.4
FW2-002g61	magmatic	1.708	0.049	0.168	0.003	0.47	0.003	0.0738	0.0034	1001.6	18.5	1011.5	29.0	1036.0	47.7	241	0.584						3.3
FW2-002g62	magmatic	1.705	0.048	0.169	0.003	0.31	0.003	0.0735	0.0034	1007.2	16.7	1010.4	28.4	1027.8	47.5	259	0.547						2.0
FW2-002g63	magmatic	1.789	0.057	0.173	0.005	0.72	0.005	0.0746	0.0033	1030.3	28.5	1041.5	33.2	1057.7	46.8	1040	0.436						2.6
FW2-002g64	magmatic	1.721	0.045	0.169	0.003	0.51	0.003	0.0740	0.0033	1003.8	18.5	1016.4	26.6	1041.5	46.4	421	0.272						3.6
FW2-002g65	common Pb	1.937	0.051	0.178	0.004	0.73	0.004	0.0781	0.0033	1055.5	22.0	1094.0	28.8	1148.7	48.6	873	0.366						8.1
FW2-002g66	magmatic	1.728	0.046	0.169	0.003	0.37	0.003	0.0743	0.0033	1004.4	17.9	1019.0	27.1	1049.6	46.6	231	0.559						4.3
FW2-002g67	magmatic	1.747	0.045	0.173	0.003	0.63	0.003	0.0739	0.0032	1025.9	19.0	1026.1	26.4	1038.7	45.0	574	0.363						1.2
FW2-002g68	magmatic	1.767	0.048	0.172	0.003	0.52	0.003	0.0750	0.0033	1022.0	17.8	1033.4	28.1	1068.5	47.0	222	0.506						4.4
FW2-002g69	magmatic	1.783	0.066	0.173	0.004	0.29	0.004	0.0753	0.0039	1027.5	22.0	1039.3	38.5	1076.5	55.8	104	0.518						4.6
FW2-002g70	magmatic	1.730	0.056	0.169	0.003	0.43	0.003	0.0751	0.0036	1006.0	20.3	1019.8	33.0	1071.2	51.3	196	0.506						6.1
FW2-002g71	Pb loss	1.553	0.046	0.152	0.003	0.60	0.003	0.0742	0.0034	913.3	20.4	951.7	28.2	1046.9	48.0	2267	0.691						12.8
FW2-002g72	Pb loss	1.709	0.073	0.165	0.005	0.40	0.005	0.0763	0.0043	986.7	28.0	1011.9	43.2	1103.0	62.2	358	0.502						10.5
FW2-002g73	magmatic	1.869	0.066	0.166	0.004	0.40	0.004	0.0820	0.0040	987.8	22.1	1070.2	37.8	1245.5	60.8	254	0.640						20.7
FW2-002g74	magmatic	1.742	0.065	0.173	0.007	0.16	0.007	0.0737	0.0040	1026.4	41.0	1024.2	38.2	1033.3	56.1	782	0.260						0.7
FW2-002g75	magmatic	1.822	0.063	0.174	0.004	0.47	0.004	0.0769	0.0038	1034.7	25.0	1053.4	36.4	1118.6	55.3	162	0.449						7.5
FW2-002g76	magmatic	1.770	0.078	0.177	0.006	0.68	0.006	0.0723	0.0037	1049.5	35.6	1034.5	45.6	994.4	50.9	129	0.416						-5.5
FW2-002g77	magmatic	1.767	0.052	0.173	0.004	0.75	0.004	0.0744	0.0033	1027.0	22.0	1033.4	30.4	1052.3	46.7	598	0.728						2.4
FW2-002g78	magmatic	1.768	0.064	0.171	0.004	0.31	0.004	0.0762	0.0039	1015.4	21.4	1033.8	37.4	1100.3	56.3	114	0.497						7.7



Appendix D - Zircon U-Pb data

Grain	Interpretation	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		$\rho$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		U (ppm)	Th/U	Disc. (%)
		Pb/U	2 $\sigma$	Pb/U	2 $\sigma$		Pb/Pb	206	Age (Ma)	2 $\sigma$	Age (Ma)	2 $\sigma$	Age (Ma)	2 $\sigma$			
FW2-002g79	Pb loss	1.707	0.058	0.168	0.003	0.34	0.0738	0.0036	1001.6	19.1	1011.2	34.4	1036.0	50.5	138	0.556	3.3
FW2-002g80	Pb loss	1.541	0.048	0.150	0.004	0.52	0.0738	0.0033	899.8	22.2	946.9	29.5	1036.0	46.3	659	0.457	13.1
FW2-002g81	common Pb	2.470	0.180	0.176	0.005	0.71	0.1017	0.0070	1047.3	32.1	1263.3	92.1	1655.4	113.9	253	0.625	36.7
FW2-002g82	magmatic	1.700	0.049	0.169	0.004	0.49	0.0736	0.0034	1008.3	25.6	1008.5	29.1	1030.5	47.6	265	0.471	2.2
FW2-002g83	magmatic	1.789	0.070	0.175	0.005	0.58	0.0761	0.0038	1041.8	30.9	1041.5	40.8	1097.7	54.8	384	0.602	5.1
FW2-002g84	magmatic	1.704	0.049	0.169	0.004	0.32	0.0738	0.0033	1004.9	21.4	1010.0	29.0	1036.0	46.3	301	0.630	3.0
FW2-002g85	magmatic	1.653	0.055	0.152	0.003	0.63	0.0799	0.0037	913.8	19.2	990.7	33.0	1194.5	55.3	429	0.627	23.5
FW2-002g86	magmatic	1.720	0.049	0.169	0.004	0.64	0.0742	0.0034	1004.9	21.4	1016.0	28.9	1046.9	48.0	164	0.604	4.0
FW2-002g87	magmatic	1.812	0.061	0.173	0.004	0.54	0.0769	0.0037	1025.9	26.2	1049.8	35.3	1118.6	53.8	478	0.805	8.3
FW2-002g88	magmatic	1.754	0.059	0.172	0.005	0.39	0.0742	0.0036	1023.1	28.0	1028.6	34.6	1046.9	50.8	215	0.357	2.3
FW2-002g89	common Pb	2.580	0.160	0.182	0.005	0.48	0.0999	0.0065	1078.4	31.4	1295.0	80.3	1622.2	105.5	223	0.352	33.5
FW2-002g90	magmatic	1.749	0.091	0.169	0.004	0.45	0.0747	0.0046	1004.4	22.0	1026.8	53.4	1060.4	65.3	104	0.517	5.3
FW2-002g91	Pb loss	1.758	0.077	0.167	0.006	0.41	0.0763	0.0042	996.7	36.4	1030.1	45.1	1103.0	60.7	159	0.721	9.6
FW2-002g92	common Pb	1.857	0.083	0.175	0.005	0.61	0.0785	0.0041	1039.6	27.3	1065.9	47.6	1159.6	60.6	299	0.732	10.3
FW2-002g93	magmatic	1.767	0.060	0.172	0.004	0.53	0.0746	0.0036	1025.3	26.2	1033.4	35.1	1057.7	51.0	255	0.390	3.1
FW2-002g94	magmatic	1.770	0.074	0.172	0.005	0.36	0.0743	0.0040	1023.7	26.8	1034.5	43.3	1049.6	56.5	152	0.462	2.5
FW2-002g95	Pb loss	1.713	0.053	0.168	0.003	0.13	0.0745	0.0035	1001.1	20.3	1013.4	31.4	1055.0	49.6	172	0.446	5.1
FW2-002g96	Pb loss	1.754	0.071	0.167	0.005	0.45	0.0758	0.0041	997.2	26.8	1028.6	41.6	1089.8	58.9	90	0.453	8.5
FW2-002g97	Pb loss	1.629	0.048	0.160	0.004	0.71	0.0738	0.0032	958.4	23.9	981.5	28.9	1036.0	44.9	687	0.355	7.5
FW2-002g98	magmatic	1.792	0.066	0.172	0.005	0.44	0.0757	0.0039	1020.4	29.7	1042.6	38.4	1087.1	56.0	157	0.503	6.1
FW2-002g99	magmatic	1.759	0.056	0.172	0.004	0.62	0.0742	0.0034	1020.9	23.2	1030.5	32.8	1046.9	48.0	330	0.500	2.5
FW2-003g1	magmatic	0.319	0.010	0.043	0.002	0.51	0.0540	0.0016	273.3	9.5	280.9	8.5	371.0	11.0	916	0.321	26.4
FW2-003g2	magmatic	0.298	0.011	0.042	0.001	0.57	0.0520	0.0015	265.2	8.8	264.8	9.8	285.4	8.2	981	0.383	7.1
FW2-003g3	xenocryst	0.360	0.026	0.048	0.001	0.23	0.0551	0.0042	299.8	8.8	312.2	22.5	416.3	31.7	101	0.338	28.0
FW2-003g4	magmatic	0.301	0.008	0.043	0.001	0.51	0.0521	0.0012	269.5	7.6	266.9	7.0	289.8	6.7	1061	0.489	7.0
FW2-003g5	magmatic	0.310	0.012	0.043	0.001	0.44	0.0515	0.0019	273.9	8.2	274.2	10.6	283.3	9.7	755	0.316	-4.0
FW2-003g6	magmatic	0.310	0.017	0.043	0.002	0.00	0.0520	0.0024	268.3	9.5	274.2	15.0	285.4	13.2	860	0.410	6.0
FW2-003g7	magmatic	0.312	0.011	0.043	0.001	0.31	0.0525	0.0018	271.1	6.3	275.7	9.7	307.2	10.5	600	0.549	11.8
FW2-003g9	magmatic	0.310	0.019	0.044	0.002	0.10	0.0524	0.0036	274.5	9.5	274.2	16.8	302.9	20.8	830	0.493	9.4
FW2-003g10	magmatic	0.308	0.016	0.043	0.002	0.52	0.0533	0.0022	268.3	13.3	272.6	14.2	341.6	14.1	931	0.421	21.5
FW2-003g11	magmatic	0.317	0.014	0.043	0.001	0.39	0.0539	0.0021	272.0	8.2	279.6	12.3	366.9	14.3	705	0.508	25.9
FW2-003g12	xenocryst	0.389	0.020	0.052	0.002	0.46	0.0525	0.0024	329.2	11.3	333.6	17.2	307.2	14.0	320	0.544	-7.2
FW2-003g13	magmatic	0.320	0.017	0.043	0.001	0.14	0.0540	0.0028	270.8	7.6	281.9	15.0	371.0	19.2	488	0.329	27.0
FW2-003g14	magmatic	0.319	0.016	0.044	0.001	0.34	0.0503	0.0026	277.6	7.6	281.1	14.1	208.9	10.8	548	0.515	-32.9
FW2-003g15	magmatic	0.313	0.012	0.043	0.002	0.48	0.0525	0.0015	272.0	9.5	276.5	10.6	307.2	8.8	813	1.003	11.5
FW2-003g16	Pb loss	0.282	0.009	0.040	0.001	0.48	0.0522	0.0017	253.1	6.3	251.8	8.0	294.2	9.6	1933	1.055	14.0
FW2-003g17	magmatic	0.306	0.015	0.042	0.002	0.60	0.0519	0.0021	266.5	10.1	271.1	13.3	281.0	11.4	899	0.737	5.2
FW2-003g18	magmatic	0.321	0.010	0.044	0.001	0.39	0.0529	0.0017	276.0	6.9	282.7	8.8	324.5	10.4	692	0.566	14.9
FW2-003g19	magmatic	0.319	0.011	0.043	0.001	0.31	0.0530	0.0015	271.6	6.2	281.1	9.7	328.8	9.3	904	0.381	17.4
FW2-003g20	magmatic	0.305	0.009	0.043	0.001	0.31	0.0525	0.0015	271.3	5.7	270.5	7.6	307.2	8.8	980	0.704	11.7
FW2-003g21	magmatic	0.317	0.010	0.044	0.001	0.43	0.0518	0.0015	277.0	7.6	279.7	8.7	276.6	8.0	811	0.355	-0.1

Appendix D - Zircon U-Pb data

Grain	Interpretation	207		235		206		238		207		206		207Pb/238U		207Pb/235U		207Pb/206Pb		U (ppm)	Th/U	Disc (%)
		Pb/ U	2σ	Pb/ U	2σ	Pb/ U	2σ	ρ	2σ	Pb/ Pb	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ					
FW2-003g22	magmatic	0.304	0.012	0.043	0.002	0.63	0.0017	270.2	10.1	269.5	10.6	281.0	9.2	1267	0.792	3.9						
FW2-003g23	Pb loss	0.283	0.010	0.038	0.001	0.63	0.0015	242.3	7.6	253.0	8.9	341.6	9.6	1465	0.283	29.1						
FW2-003g24	magmatic	0.306	0.012	0.042	0.002	0.68	0.0016	263.4	10.1	271.1	10.6	345.8	10.4	920	0.324	23.8						
FW2-003g25	magmatic	0.310	0.011	0.044	0.001	0.43	0.0016	279.4	8.2	274.2	9.7	267.7	8.3	757	0.278	-4.4						
FW2-003g26	xenocryst	0.362	0.011	0.050	0.002	0.31	0.0015	313.3	10.1	313.7	9.5	354.3	9.9	1144	0.325	11.6						
FW2-003g27	magmatic	0.328	0.016	0.044	0.002	0.51	0.0021	278.2	10.7	288.0	14.1	354.3	13.9	424	0.277	21.5						
FW2-003g28	xenocryst	0.336	0.018	0.048	0.001	0.28	0.0028	302.2	8.8	294.1	15.8	249.8	13.7	225	0.392	-21.0						
FW2-003g29	magmatic	0.307	0.011	0.043	0.001	0.50	0.0015	273.3	6.9	271.9	9.7	285.4	8.2	752	0.134	4.3						
FW2-003g30	magmatic	0.318	0.014	0.044	0.001	0.36	0.0022	275.1	7.6	280.4	12.3	341.6	14.1	544	0.141	19.5						
FW2-003g31	magmatic	0.306	0.009	0.043	0.001	0.51	0.0013	270.3	6.9	271.2	8.1	285.4	7.1	1228	0.474	5.3						
FW2-003g32	magmatic	0.319	0.010	0.044	0.001	0.53	0.0015	280.0	8.2	280.9	8.5	350.1	9.8	714	0.175	20.0						
FW2-003g33	xenocryst	0.352	0.016	0.049	0.002	0.40	0.0025	306.5	10.7	306.2	13.9	289.8	13.9	522	0.129	-5.8						
FW2-003g34	magmatic	0.316	0.012	0.044	0.001	0.36	0.0018	276.3	6.9	278.8	10.6	345.8	11.7	659	0.180	20.1						
FW2-003g35	xenocryst	0.331	0.015	0.047	0.001	0.44	0.0022	297.9	8.2	290.3	13.2	258.8	11.1	313	0.230	-15.1						
FW2-003g36	magmatic	0.318	0.009	0.043	0.001	0.34	0.0016	274.3	6.3	280.1	7.8	341.6	10.3	912	0.219	19.7						
FW2-003g37	magmatic	0.323	0.011	0.044	0.001	0.19	0.0020	277.5	6.9	284.2	9.7	333.1	12.5	421	0.239	16.7						
FW2-003g38	xenocryst	0.390	0.022	0.051	0.001	0.31	0.0031	321.3	8.8	334.4	18.9	424.4	23.8	276	0.360	24.3						
FW2-003g39	xenocryst	0.383	0.012	0.051	0.001	0.45	0.0017	322.5	7.5	329.2	10.3	400.0	12.4	675	0.311	19.4						
FW2-003g40	magmatic	0.313	0.015	0.044	0.001	0.26	0.0025	276.3	6.3	276.5	13.3	341.6	16.0	275	0.320	19.1						
FW2-003g41	magmatic	0.303	0.012	0.043	0.001	0.55	0.0018	270.2	8.2	268.7	10.6	240.8	8.5	1133	0.382	-12.2						
FW2-003g42	magmatic	0.302	0.016	0.042	0.002	0.69	0.0023	265.2	12.6	268.0	14.2	294.2	13.0	1099	0.258	9.8						
FW2-003g43	magmatic	0.320	0.013	0.044	0.001	0.45	0.0020	274.7	6.9	281.9	11.5	362.7	13.5	821	0.292	24.3						
FW2-003g44	magmatic	0.320	0.012	0.044	0.001	0.45	0.0019	277.6	7.6	281.9	10.6	366.9	12.9	738	0.295	24.3						
FW2-003g45	magmatic	0.306	0.007	0.043	0.001	0.48	0.0012	271.5	5.0	271.2	6.6	285.4	6.6	864	0.269	4.9						
FW2-004g1	detrital	2.234	0.090	0.203	0.003	0.00	0.0033	1189.3	19.4	1191.8	48.0	1194.5	49.3	187	0.554	0.4						
FW2-004g2	detrital*	1.480	0.065	0.142	0.004	0.54	0.0030	857.7	23.5	922.2	40.5	1100.3	43.3	451	0.253	22.1						
FW2-004g3	detrital	1.925	0.075	0.186	0.003	0.43	0.0031	1099.1	17.1	1089.8	42.5	1068.5	44.2	237	0.405	-2.9						
FW2-004g4	detrital	2.196	0.110	0.202	0.003	0.35	0.0041	1183.9	18.8	1179.8	59.1	1179.6	61.0	183	0.501	-0.4						
FW2-004g5	detrital	1.734	0.069	0.170	0.003	0.32	0.0031	1010.5	16.7	1021.2	40.6	1033.3	43.5	289	0.373	2.2						
FW2-004g6	detrital	1.998	0.096	0.188	0.004	0.32	0.0039	1109.4	22.4	1114.8	53.6	1131.5	57.0	64	0.560	2.0						
FW2-004g7	detrital	1.919	0.072	0.186	0.004	0.77	0.0029	1101.3	26.0	1087.7	40.8	1049.6	41.0	637	0.624	-4.9						
FW2-004g8	detrital	1.789	0.082	0.176	0.003	0.27	0.0037	1044.5	17.2	1041.5	47.7	1036.0	51.9	146	0.398	-0.8						
FW2-004g9	detrital	1.796	0.086	0.172	0.003	0.32	0.0038	1022.0	17.8	1044.0	50.0	1092.4	54.7	206	0.640	6.4						
FW2-004g10	detrital	1.795	0.070	0.176	0.003	0.50	0.0029	1042.3	20.2	1043.6	40.7	1055.0	41.1	406	0.531	1.2						
FW2-004g11	detrital*	1.894	0.067	0.186	0.003	0.00	0.0028	1097.5	19.5	1079.0	38.2	1025.0	39.1	596	0.419	-7.1						
FW2-004g12	detrital	2.045	0.080	0.194	0.004	0.60	0.0031	1145.2	23.0	1130.6	44.2	1146.9	45.6	444	0.299	0.1						
FW2-004g13	detrital	1.915	0.081	0.185	0.004	0.50	0.0033	1095.9	20.7	1086.3	45.9	1095.1	47.5	123	0.552	-0.1						
FW2-004g14	detrital	1.089	0.050	0.124	0.002	0.29	0.0031	753.0	14.0	748.0	34.3	728.4	35.5	111	0.870	-3.4						
FW2-004g15	detrital	1.085	0.059	0.120	0.002	0.38	0.0035	732.9	14.0	746.1	40.6	803.2	42.7	144	1.865	8.8						





Appendix D - Zircon U-Pb data

Grain	Interpretation	207		235		206		238		207		206		238U		207Pb/235U		207Pb/206Pb		U (ppm)	Th/U	Disc (%)
		Pb/ U	2σ	Pb/ U	2σ	Pb/ U	2σ	ρ	Pb/ Pb	2σ	Age (Ma)	2σ	Pb/ Pb	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ				
FW2-004g56	detrital	1.938	0.080	0.187	0.004	0.42	0.0751	0.0032	1102.9	21.3	1094.3	45.2	1071.2	45.6	218	0.438	-3.0					
FW2-004g57	detrital	1.073	0.047	0.123	0.004	0.68	0.0643	0.0025	745.5	23.7	740.2	32.4	751.5	29.2	2290	0.407	0.8					
FW2-004g58	detrital	2.165	0.079	0.199	0.004	0.68	0.0791	0.0030	1171.6	21.2	1169.9	42.7	1174.6	44.6	492	0.353	0.3					
FW2-004g59	detrital	1.897	0.075	0.187	0.005	0.52	0.0753	0.0029	1102.4	27.2	1080.0	42.7	1076.5	41.5	510	0.253	-2.4					
FW2-004g60	detrital	2.253	0.110	0.203	0.004	0.31	0.0806	0.0041	1190.9	22.3	1197.7	58.5	1211.7	61.6	72	0.784	1.7					
FW2-004g61	detrital*	1.941	0.079	0.190	0.007	0.44	0.0740	0.0029	1122.5	38.9	1095.3	44.6	1041.5	40.8	556	0.208	-7.8					
FW2-004g62	detrital	2.037	0.079	0.190	0.004	0.55	0.0780	0.0031	1120.3	22.4	1128.0	43.7	1146.9	45.6	386	0.436	2.3					
FW2-004g63	detrital	1.913	0.087	0.182	0.007	0.78	0.0778	0.0030	1075.7	42.6	1085.6	49.4	1141.8	44.0	1685	0.168	5.8					
FW2-004g64	detrital	1.894	0.078	0.183	0.004	0.41	0.0748	0.0031	1081.2	20.7	1079.0	44.4	1063.1	44.1	253	0.508	-1.7					
FW2-004g65	detrital	2.162	0.085	0.199	0.006	0.33	0.0803	0.0030	1168.9	35.3	1168.9	46.0	1204.4	45.0	476	0.304	2.9					
FW2-004g66	detrital	1.957	0.080	0.187	0.004	0.36	0.0757	0.0032	1106.2	23.0	1100.9	45.0	1087.1	46.0	198	0.352	-1.8					
FW2-004g67	detrital	1.853	0.077	0.180	0.003	0.25	0.0754	0.0034	1064.8	17.8	1064.5	44.2	1079.2	48.7	152	0.387	1.3					
FW2-004g68	detrital	2.004	0.083	0.190	0.005	0.05	0.0769	0.0033	1123.5	26.6	1116.9	46.3	1118.6	48.0	262	0.336	-0.4					
FW2-004g69	detrital	1.938	0.090	0.185	0.004	0.37	0.0760	0.0032	1092.1	23.7	1094.3	50.8	1095.1	46.1	247	0.481	0.3					
FW2-004g70	detrital	1.918	0.078	0.184	0.004	0.53	0.0758	0.0031	1089.3	20.7	1087.4	44.2	1089.8	44.6	225	0.616	0.0					
FW2-004g71	detrital	1.925	0.079	0.185	0.003	0.25	0.0764	0.0033	1096.4	20.1	1089.8	44.7	1105.6	47.8	117	0.346	0.8					
FW2-004g72	detrital	2.171	0.099	0.196	0.004	0.39	0.0797	0.0036	1156.0	23.5	1171.8	53.4	1189.6	53.7	159	0.769	2.8					
FW2-004g73	detrital	2.130	0.088	0.199	0.004	0.63	0.0799	0.0033	1171.0	25.9	1158.6	47.9	1194.5	49.3	506	0.398	2.0					
FW2-004g74	detrital	1.982	0.083	0.188	0.005	0.45	0.0799	0.0033	1108.9	30.1	1109.4	46.5	1194.5	49.3	272	0.342	7.2					
FW2-004g75	detrital	1.906	0.080	0.187	0.005	0.09	0.0752	0.0033	1104.0	29.6	1083.2	45.5	1073.9	47.1	284	0.535	-2.8					
FW2-004g76	detrital	1.901	0.090	0.183	0.004	0.59	0.0768	0.0036	1080.6	21.3	1081.4	51.2	1116.0	52.3	115	0.610	3.2					
FW2-004g77	detrital	1.960	0.079	0.187	0.008	0.47	0.0770	0.0029	1105.6	47.9	1101.9	44.4	1121.2	42.2	887	0.111	1.4					
FW2-004g78	detrital	2.020	0.100	0.186	0.006	0.36	0.0820	0.0043	1098.6	37.3	1122.3	55.6	1245.5	65.3	39	0.466	11.8					
FW2-004g79	detrital	2.172	0.089	0.201	0.004	0.42	0.0793	0.0033	1181.8	21.7	1172.1	48.0	1179.6	49.1	277	0.566	-0.2					
FW2-004g80	detrital	1.692	0.130	0.173	0.007	0.68	0.0744	0.0033	1025.9	42.8	1005.5	77.3	1052.3	46.7	377	0.172	2.5					
FW2-004g81	detrital	1.968	0.099	0.187	0.005	0.88	0.0779	0.0036	1105.1	30.7	1104.6	55.6	1144.3	52.9	130	0.440	3.4					
FW2-004g82	detrital	1.799	0.086	0.180	0.005	0.20	0.0731	0.0034	1067.5	26.7	1045.1	50.0	1016.7	47.3	128	0.410	-5.0					
FW2-004g83	detrital	1.915	0.090	0.184	0.004	0.32	0.0767	0.0036	1086.1	21.9	1086.3	51.1	1113.4	52.3	89	0.544	2.5					
FW2-004g84	detrital	1.995	0.083	0.189	0.004	0.51	0.0760	0.0032	1118.1	26.0	1113.8	46.3	1095.1	46.1	177	0.303	-2.1					
FW2-004g85	detrital	1.947	0.110	0.190	0.006	0.24	0.0757	0.0044	1119.2	32.5	1097.4	62.0	1087.1	63.2	58	0.322	-2.9					
FW2-004g86	detrital	1.945	0.100	0.187	0.005	0.26	0.0773	0.0041	1102.9	29.6	1096.7	56.4	1128.9	59.9	103	0.515	2.3					
FW2-004g87	detrital	1.976	0.090	0.187	0.004	0.28	0.0768	0.0034	1107.3	26.0	1107.4	50.4	1116.0	49.4	194	0.351	0.8					
FW2-004g88	detrital	1.856	0.082	0.182	0.006	0.48	0.0744	0.0032	1076.8	33.2	1065.6	47.1	1052.3	45.3	397	0.280	-2.3					
FW2-004g89	detrital	1.159	0.050	0.128	0.002	0.28	0.0671	0.0031	774.2	14.0	781.5	33.7	840.9	38.8	169	0.974	7.9					
FW2-004g90	detrital	2.018	0.078	0.192	0.004	0.11	0.0770	0.0031	1132.2	25.4	1121.6	43.4	1121.2	45.1	534	0.257	-1.0					
FW2-004g91	detrital	1.917	0.073	0.186	0.004	0.48	0.0760	0.0030	1097.0	24.2	1087.0	41.4	1095.1	43.2	296	0.289	-0.2					
FW2-004g92	detrital	1.126	0.075	0.127	0.003	0.42	0.0648	0.0040	772.4	17.0	765.8	51.0	767.8	47.4	79	0.964	-0.6					
FW2-004g93	detrital	1.892	0.084	0.185	0.004	0.49	0.0740	0.0032	1093.7	26.0	1078.3	47.9	1041.5	45.0	150	0.497	-5.0					
FW2-004g94	detrital*	2.323	0.094	0.210	0.005	0.38	0.0789	0.0034	1229.9	26.3	1219.3	49.3	1169.6	50.4	382	0.385	-5.2					
FW2-004g95	detrital	1.988	0.084	0.189	0.005	0.38	0.0765	0.0032	1113.8	29.5	1111.4	47.0	1108.2	46.4	449	0.230	-0.5					



## Appendix D - Zircon U-Pb data

Grain	Interpretation	207		235		206		238		ρ	207		206Pb/238U		207Pb/235U		207Pb/206Pb		U (ppm)	Th/U	Disc (%)
		Pb/U	2σ	Pb/U	2σ	Pb/U	2σ	Pb/206	2σ		Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ			
FW2-004g96	detrital	2.013	0.088	0.190	0.005	0.80	0.0753	0.0030	1119.2	28.3	1119.9	49.0	1076.5	42.9	822	0.434	-4.0				
FW2-004g97	detrital*	2.163	0.100	0.203	0.005	0.36	0.0740	0.0039	1193.0	26.4	1169.2	54.1	1041.5	54.9	71	0.447	-14.6				
FW2-004g98	detrital*	1.919	0.073	0.185	0.004	0.66	0.0739	0.0028	1091.5	21.3	1087.7	41.4	1038.7	39.4	935	0.225	-5.1				
FW2-004g99	detrital	1.952	0.083	0.186	0.005	0.74	0.0747	0.0031	1100.2	29.6	1099.1	46.7	1060.4	44.0	316	0.532	-3.8				
FW2-004g100	detrital	2.005	0.099	0.189	0.006	0.06	0.0754	0.0038	1117.0	32.5	1117.2	55.2	1079.2	54.4	126	0.347	-3.5				
FW2-004g101	detrital	2.022	0.096	0.188	0.004	0.23	0.0763	0.0038	1112.7	24.8	1122.9	53.3	1103.0	54.9	104	0.524	-0.9				
FW2-004g102	detrital*	2.601	0.098	0.224	0.003	0.33	0.0813	0.0033	1302.4	18.0	1300.9	49.0	1228.7	49.9	198	0.587	-6.0				
FW2-004g103	detrital*	3.860	0.180	0.063	0.003	0.46	0.4220	0.0200	392.0	15.6	1605.4	74.9	3989.4	189.1	119	2.740	90.2				
FW2-004g104	detrital	1.953	0.081	0.186	0.003	0.40	0.0743	0.0032	1099.7	20.1	1099.5	45.6	1049.6	45.2	188	0.665	-4.8				
FW2-004g105	detrital*	2.442	0.100	0.181	0.003	0.25	0.0925	0.0040	1074.6	17.8	1255.1	51.4	1477.7	63.9	135	0.680	27.3				
FW2-004g106	detrital*	3.070	0.160	0.248	0.010	0.83	0.0854	0.0035	1428.2	57.6	1425.2	74.3	1324.6	54.3	280	0.796	-7.8				
FW2-004g107	detrital*	1.912	0.073	0.184	0.004	0.41	0.0714	0.0029	1089.3	24.3	1085.3	41.4	968.9	39.4	225	0.354	-12.4				
FW2-004g108	detrital	1.848	0.095	0.170	0.003	0.10	0.0753	0.0042	1012.7	17.9	1062.7	54.6	1076.5	60.0	143	0.676	5.9				
FW2-004g109	detrital	1.915	0.089	0.174	0.003	0.24	0.0744	0.0038	1035.2	16.6	1086.3	50.5	1052.3	53.7	98	0.552	1.6				
FW2-004g110	detrital	1.997	0.110	0.170	0.004	0.27	0.0817	0.0048	1009.4	22.6	1114.5	61.4	1238.3	72.8	69	0.546	18.5				
FW2-004g111	detrital	1.905	0.078	0.181	0.006	0.61	0.0735	0.0032	1072.4	32.6	1082.8	44.3	1027.8	44.7	582	0.284	-4.3				
FW2-004g112	detrital	1.115	0.065	0.119	0.005	0.29	0.0674	0.0039	726.5	28.6	760.6	44.3	850.2	49.2	90	0.510	14.5				
FW2-004g113	detrital	1.844	0.082	0.174	0.005	0.42	0.0722	0.0034	1032.5	29.1	1061.3	47.2	991.6	46.7	102	0.397	-4.1				
FW2-004g114	detrital*	1.942	0.081	0.185	0.005	0.60	0.0724	0.0031	1094.2	30.2	1095.7	45.7	997.2	42.7	161	0.390	-9.7				
FW2-004g115	detrital*	1.978	0.076	0.186	0.004	0.37	0.0735	0.0030	1100.2	24.8	1108.0	42.6	1027.8	41.9	423	0.455	-7.0				
FW2-004g116	detrital	1.975	0.100	0.187	0.005	0.52	0.0754	0.0043	1102.9	27.2	1107.0	56.1	1079.2	61.5	59	0.873	-2.2				
FW2-004g117	detrital	1.917	0.100	0.182	0.004	0.38	0.0752	0.0040	1075.2	25.5	1087.0	56.7	1073.9	57.1	90	0.668	-0.1				
FW2-006g1	common Pb	0.520	0.040	0.049	0.002	0.68	0.0777	0.0045	305.9	10.1	425.2	32.7	1139.2	66.0	612	0.499	73.1				
FW2-006g2	magmatic	0.287	0.009	0.040	0.001	0.52	0.0524	0.0013	254.5	7.0	256.0	7.9	302.9	7.5	1096	0.448	16.0				
FW2-006g3	magmatic	0.297	0.010	0.041	0.001	0.61	0.0535	0.0014	256.6	7.6	264.1	8.6	350.1	9.2	964	0.400	26.7				
FW2-006g4	xenocryst	0.331	0.011	0.046	0.001	0.51	0.0537	0.0014	289.7	5.9	290.3	9.6	358.5	9.3	787	0.400	19.2				
FW2-006g5	magmatic	0.286	0.009	0.041	0.001	0.67	0.0525	0.0014	256.6	7.0	255.4	8.3	307.2	8.2	1191	0.462	16.5				
FW2-006g6	magmatic	0.305	0.009	0.042	0.001	0.29	0.0533	0.0013	265.0	6.3	270.3	7.7	341.6	8.3	1004	0.463	22.4				
FW2-006g7	xenocryst	0.334	0.011	0.045	0.001	0.24	0.0539	0.0017	283.7	6.1	292.6	9.6	366.9	11.6	679	0.405	22.7				
FW2-006g8	xenocryst	1.137	0.042	0.127	0.003	0.33	0.0665	0.0023	770.2	18.2	771.1	28.5	822.2	28.4	117	0.734	6.3				
FW2-006g9	common Pb	0.436	0.013	0.052	0.001	0.36	0.0619	0.0018	325.0	6.0	367.4	11.0	670.7	19.5	507	0.644	51.5				
FW2-006g10	common Pb	0.509	0.025	0.052	0.001	0.33	0.0714	0.0035	328.6	6.9	417.8	20.5	968.9	47.5	240	1.862	66.1				
FW2-006g11	common Pb	0.726	0.045	0.050	0.001	0.48	0.1088	0.0049	313.3	7.5	554.2	34.4	1779.4	80.1	717	1.372	82.4				
FW2-006g12	common Pb	0.360	0.021	0.046	0.001	0.23	0.0561	0.0034	292.4	5.5	312.2	18.2	456.3	27.7	319	0.256	35.9				
FW2-006g14	common Pb	0.410	0.016	0.047	0.001	0.67	0.0638	0.0019	294.8	7.6	348.9	13.6	735.0	21.9	1226	0.888	59.9				
FW2-006g16	xenocryst	0.346	0.010	0.045	0.001	0.64	0.0559	0.0010	285.6	8.2	301.7	8.3	448.4	8.0	2381	1.362	36.3				
FW2-006g17	common Pb	0.380	0.013	0.046	0.001	0.31	0.0603	0.0018	291.8	6.9	327.0	11.2	614.4	18.3	981	0.747	52.5				
FW2-006g18	magmatic	0.297	0.011	0.041	0.001	0.74	0.0545	0.0017	257.2	5.8	264.1	9.8	391.8	12.2	1457	0.437	34.4				
FW2-006g19	magmatic	0.286	0.013	0.041	0.001	0.51	0.0505	0.0017	260.3	7.6	255.4	11.6	218.1	7.3	964	0.382	-19.3				

## Appendix D - Zircon U-Pb data

Grain	Interpretation	207		206		238		207		206		238U		207Pb/235U		207Pb/206Pb		U		Disc (%)
		Pb/U	235	Pb/U	206	Pb/U	238	Pb/Pb	ρ	Pb/Pb	206	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	
FW2-006g20	magmatic	0.301	0.011	0.042	0.001	0.64	0.0528	0.0015	264.0	6.9	267.2	9.8	320.2	9.1	935	0.469	17.6			
FW2-007g1	detrital	1.769	0.048	0.176	0.003	0.33	0.0734	0.0041	1046.2	17.2	1034.2	28.1	1025.0	57.3	159	2.347	-2.1			
FW2-007g2	detrital	0.621	0.014	0.078	0.001	0.27	0.0578	0.0031	483.0	6.8	490.5	11.1	522.2	28.0	625	0.689	7.5			
FW2-007g3	detrital	0.635	0.014	0.080	0.001	0.21	0.0573	0.0032	494.9	8.1	499.2	11.0	503.1	28.1	578	1.100	1.6			
FW2-007g4	detrital	0.619	0.014	0.078	0.002	0.80	0.0567	0.0030	484.8	9.3	489.2	11.1	477.9	25.3	2418	0.351	-1.4			
FW2-007g5	detrital	3.940	0.059	0.269	0.003	0.50	0.1051	0.0055	1536.2	18.3	1521.9	24.3	1716.1	89.8	353	0.769	10.5			
FW2-007g6	detrital	2.341	0.077	0.204	0.005	0.21	0.0825	0.0047	1197.8	30.5	1224.8	40.3	1257.4	71.6	361	0.461	4.7			
FW2-007g7	detrital	2.357	0.043	0.209	0.002	0.45	0.0808	0.0043	1221.9	14.1	1229.7	22.4	1216.6	64.7	213	0.736	-0.4			
FW2-007g8	detrital	1.877	0.063	0.176	0.003	0.14	0.0767	0.0047	1046.7	17.2	1073.0	36.0	1113.4	68.2	67	0.604	6.0			
FW2-007g9	detrital	0.641	0.020	0.079	0.002	0.28	0.0588	0.0033	488.4	9.9	502.9	15.7	559.7	31.4	499	0.758	12.7			
FW2-007g10	detrital	2.266	0.042	0.203	0.003	0.02	0.0804	0.0045	1192.0	15.3	1201.8	22.3	1206.8	67.5	161	0.654	1.2			
FW2-007g11	detrital	0.627	0.015	0.079	0.001	0.64	0.0576	0.0031	491.3	8.1	494.2	11.8	512.7	27.6	1250	0.899	4.2			
FW2-007g12	detrital*	1.064	0.061	0.083	0.002	0.42	0.0925	0.0066	515.8	9.3	735.8	42.2	1477.7	105.4	185	1.178	65.1			
FW2-007g13	detrital	4.890	0.110	0.323	0.005	0.75	0.1097	0.0058	1804.4	30.2	1800.5	40.5	1794.4	94.9	440	0.242	-0.6			
FW2-007g14	detrital	0.642	0.018	0.080	0.001	0.28	0.0582	0.0033	493.1	6.8	503.5	14.1	537.3	30.5	340	0.702	8.2			
FW2-007g15	detrital	1.790	0.032	0.176	0.002	0.45	0.0742	0.0040	1046.2	12.5	1041.8	18.6	1046.9	56.4	297	0.531	0.1			
FW2-007g16	detrital	1.841	0.068	0.182	0.004	0.31	0.0746	0.0041	1080.1	20.7	1060.2	39.2	1057.7	58.1	212	0.397	-2.1			
FW2-007g17	detrital	0.559	0.012	0.071	0.001	0.38	0.0563	0.0031	444.6	8.7	450.9	9.7	464.2	25.6	2258	1.140	4.2			
FW2-007g18	detrital	1.793	0.040	0.176	0.003	0.25	0.0743	0.0042	1046.2	14.8	1042.9	23.3	1049.6	59.3	174	0.759	0.3			
FW2-007g19	detrital	1.952	0.048	0.183	0.004	0.62	0.0769	0.0040	1084.4	20.7	1099.1	27.0	1118.6	58.2	709	0.368	3.1			
FW2-007g20	detrital	0.622	0.021	0.077	0.001	0.24	0.0584	0.0033	479.4	8.1	491.1	16.6	544.8	30.8	333	0.657	12.0			
FW2-007g21	detrital*	0.661	0.015	0.077	0.001	0.49	0.0603	0.0033	477.0	6.2	515.2	11.7	614.4	33.6	499	0.624	22.4			
FW2-007g22	detrital*	0.750	0.022	0.078	0.001	0.49	0.0681	0.0038	483.0	7.4	568.2	16.7	871.6	48.6	386	0.808	44.6			
FW2-007g23	detrital*	0.706	0.024	0.076	0.001	0.42	0.0652	0.0040	474.0	8.7	542.4	18.4	780.8	47.9	387	0.939	39.3			
FW2-007g24	detrital*	1.726	0.069	0.171	0.003	0.15	0.0709	0.0045	1019.8	19.6	1018.3	40.7	954.5	60.6	60	0.819	-6.8			
FW2-007g25	detrital	1.880	0.043	0.180	0.003	0.36	0.0742	0.0040	1067.0	19.0	1074.1	24.6	1046.9	56.4	485	0.574	-1.9			
FW2-007g26	detrital	2.251	0.065	0.202	0.004	0.33	0.0779	0.0044	1183.9	23.5	1197.1	34.6	1144.3	64.6	153	0.192	-3.5			
FW2-007g27	detrital	0.603	0.028	0.076	0.002	0.47	0.0561	0.0033	474.0	11.2	479.1	22.2	456.3	26.8	306	0.798	-3.9			
FW2-007g28	detrital	0.612	0.031	0.076	0.002	0.57	0.0571	0.0034	473.4	12.4	484.8	24.6	495.4	29.5	347	0.703	4.4			
FW2-007g29	detrital	0.621	0.022	0.078	0.003	0.60	0.0574	0.0030	486.0	15.5	490.5	17.4	506.9	26.5	1610	0.648	4.1			
FW2-007g30	detrital	0.613	0.027	0.077	0.002	0.47	0.0573	0.0034	476.4	10.6	485.5	21.4	503.1	29.9	301	1.565	5.3			
FW2-007g31	detrital	4.810	0.110	0.316	0.008	0.17	0.1088	0.0060	1771.1	45.9	1786.6	40.9	1779.4	98.1	355	0.328	0.5			
FW2-007g32	detrital	2.289	0.064	0.205	0.004	0.71	0.0805	0.0046	1199.4	24.0	1208.9	33.8	1209.3	69.1	361	0.426	0.8			
FW2-007g33	detrital	1.566	0.036	0.153	0.003	0.59	0.0678	0.0036	918.9	16.8	956.8	22.0	1027.8	55.9	623	1.225	10.6			
FW2-007g34	detrital	1.130	0.022	0.121	0.002	0.58	0.1079	0.0057	1785.8	26.3	1779.6	29.8	1764.3	93.2	871	0.728	14.6			
FW2-007g35	detrital	4.770	0.080	0.319	0.005	0.66	0.1079	0.0057	1785.8	26.3	1779.6	29.8	1764.3	93.2	871	0.728	14.6			
FW2-007g36	detrital	0.611	0.023	0.076	0.002	0.20	0.0586	0.0034	471.6	10.6	484.2	18.2	552.3	32.0	373	0.964	14.6			
FW2-007g37	detrital	1.708	0.067	0.162	0.004	0.27	0.0752	0.0040	966.8	23.3	1011.5	39.7	1073.9	57.1	218	0.391	10.0			
FW2-007g38	detrital	2.240	0.130	0.197	0.005	0.21	0.0836	0.0057	1159.7	31.2	1193.7	69.3	1283.3	87.5	23	1.946	9.6			



Grain	Interpretation	207		235		206		238		ρ	207Pb/238U		206Pb/238U		207Pb/235U		207Pb/206Pb		U (ppm)	Th/U	Disc (%)
		Pb/U	2σ	Pb/U	2σ	Pb/U	2σ	Pb/U	2σ		Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ			
FW2-007g39	detrital	0.613	0.017	0.078	0.001	0.19	0.0034	481.2	8.1	0.0581	0.0034	481.2	8.1	485.5	13.5	533.5	31.2	311	0.853	9.8	
FW2-007g40	detrital	0.590	0.020	0.078	0.001	0.42	0.0031	481.2	8.1	0.0571	0.0031	481.2	8.1	470.9	16.0	495.4	26.9	312	0.811	2.9	
FW2-007g41	detrital	2.243	0.054	0.206	0.003	0.27	0.0043	1209.1	19.3	0.0805	0.0043	1209.1	19.3	1194.6	28.8	1209.3	64.6	228	0.608	0.0	
FW2-007g42	detrital	1.764	0.037	0.176	0.002	0.02	0.0041	1046.2	13.1	0.0747	0.0041	1046.2	13.1	1032.3	21.7	1060.4	58.2	221	1.605	1.3	
FW2-007g43	detrital	2.186	0.075	0.200	0.005	0.47	0.0042	1173.7	27.6	0.0803	0.0042	1173.7	27.6	1176.6	40.4	1204.4	63.0	440	0.647	2.5	
FW2-007g44	detrital*	2.829	0.089	0.203	0.006	0.85	0.0055	1191.4	32.3	0.1036	0.0055	1191.4	32.3	1363.3	42.9	1689.6	89.7	450	1.202	29.5	
FW2-007g45	detrital	2.197	0.048	0.202	0.003	0.23	0.0046	1183.9	15.9	0.0813	0.0046	1183.9	15.9	1180.1	25.8	1228.7	69.5	204	1.339	3.6	
FW2-007g46	detrital	0.613	0.019	0.078	0.001	0.22	0.0033	486.6	7.4	0.0583	0.0033	486.6	7.4	485.5	15.0	541.1	30.6	475	1.033	10.1	
FW2-007g47	detrital	2.136	0.052	0.200	0.003	0.36	0.0044	1176.9	19.4	0.0792	0.0044	1176.9	19.4	1160.5	28.3	1177.1	65.4	117	1.066	0.0	
FW2-007g48	detrital	4.775	0.072	0.319	0.003	0.31	0.0059	1784.4	16.8	0.1112	0.0059	1784.4	16.8	1780.5	26.8	1819.1	96.5	244	0.472	1.9	
FW2-007g49	detrital	2.154	0.099	0.197	0.005	0.42	0.0047	1158.6	28.2	0.0809	0.0047	1158.6	28.2	1166.3	53.6	1219.0	70.8	85	0.668	5.0	
FW2-007g50	detrital	1.971	0.032	0.185	0.003	0.12	0.0042	1094.2	17.2	0.0794	0.0042	1094.2	17.2	1105.6	18.0	1182.1	62.5	593	1.335	7.4	
FW2-007g51	detrital*	0.857	0.028	0.078	0.001	0.57	0.0048	486.5	5.4	0.0809	0.0048	486.5	5.4	628.5	20.5	1219.0	72.3	775	0.608	60.1	
FW2-007g52	detrital	2.216	0.037	0.202	0.002	0.34	0.0043	1183.9	12.9	0.0803	0.0043	1183.9	12.9	1186.1	19.8	1204.4	64.5	189	1.288	1.7	
FW2-007g53	detrital	2.291	0.053	0.207	0.003	0.30	0.0045	1212.8	15.8	0.0811	0.0045	1212.8	15.8	1209.5	28.0	1223.9	67.9	120	1.046	0.9	
FW2-007g54	detrital	0.627	0.018	0.079	0.001	0.36	0.0034	488.4	6.2	0.0586	0.0034	488.4	6.2	494.2	14.2	552.3	32.0	318	1.447	11.6	
FW2-007g55	detrital	0.629	0.012	0.080	0.001	0.33	0.0032	494.9	5.9	0.0579	0.0032	494.9	5.9	495.5	9.5	526.0	29.1	457	0.754	5.9	
FW2-007g56	detrital	0.612	0.012	0.079	0.001	0.64	0.0030	491.3	8.7	0.0571	0.0030	491.3	8.7	484.8	9.5	494.2	26.0	1534	0.922	0.6	
FW2-007g57	detrital	0.638	0.030	0.079	0.002	0.18	0.0035	489.6	9.9	0.0589	0.0035	489.6	9.9	501.1	23.6	563.4	33.5	220	0.947	13.1	
FW2-007g58	detrital	2.099	0.030	0.197	0.002	0.55	0.0042	1158.6	13.5	0.0783	0.0042	1158.6	13.5	1148.5	16.4	1154.5	61.9	675	0.870	-0.4	
FW2-007g59	detrital	0.616	0.014	0.078	0.001	0.12	0.0032	481.7	6.1	0.0576	0.0032	481.7	6.1	487.3	11.1	514.6	28.6	416	0.923	6.4	
FW2-007g60	detrital	1.920	0.056	0.182	0.003	0.54	0.0045	1076.3	19.5	0.0777	0.0045	1076.3	19.5	1088.1	31.7	1139.2	66.0	396	0.464	5.5	
FW2-007g61	detrital	1.751	0.028	0.174	0.002	0.33	0.0040	1031.4	10.7	0.0741	0.0040	1031.4	10.7	1027.5	16.4	1044.2	56.4	549	0.581	1.2	
FW2-007g62	detrital	3.168	0.063	0.250	0.004	0.50	0.0050	1436.4	22.4	0.0942	0.0050	1436.4	22.4	1449.4	28.8	1512.1	80.3	344	0.230	5.0	
FW2-007g63	detrital	0.605	0.012	0.077	0.001	0.32	0.0032	475.3	5.2	0.0588	0.0032	475.3	5.2	480.4	9.5	559.7	30.5	869	0.676	15.1	
FW2-007g64	detrital*	2.131	0.070	0.179	0.002	0.35	0.0053	1062.6	14.2	0.0873	0.0053	1062.6	14.2	1158.9	38.1	1367.1	83.0	144	1.840	22.3	
FW2-007g65	detrital	2.258	0.074	0.200	0.004	0.34	0.0043	1175.3	25.3	0.0820	0.0043	1175.3	25.3	1199.3	39.3	1245.5	65.3	231	1.086	5.6	
FW2-007g66	detrital	0.606	0.020	0.078	0.001	0.31	0.0035	484.8	7.4	0.0576	0.0035	484.8	7.4	481.0	15.9	514.6	31.3	403	0.765	5.8	
FW2-007g67	detrital*	3.160	0.130	0.146	0.003	0.32	0.0110	879.6	20.5	0.1606	0.0110	879.6	20.5	1447.4	59.5	2462.0	168.6	29	2.181	64.3	
FW2-007g68	detrital	4.347	0.099	0.302	0.006	0.34	0.0056	1702.7	33.2	0.1058	0.0056	1702.7	33.2	1702.3	38.8	1728.3	91.5	344	1.009	1.5	
FW2-007g69	detrital	0.604	0.016	0.078	0.001	0.04	0.0033	485.8	5.7	0.0572	0.0033	485.8	5.7	479.8	12.7	499.3	28.8	414	0.732	2.7	
FW2-007g70	detrital	0.616	0.017	0.079	0.001	0.19	0.0033	492.3	5.8	0.0579	0.0033	492.3	5.8	487.3	13.4	526.0	30.0	389	0.705	6.4	
FW2-007g71	detrital	0.618	0.029	0.081	0.002	0.21	0.0036	500.3	9.9	0.0575	0.0036	500.3	9.9	488.6	22.9	510.8	32.0	147	0.637	2.0	
FW2-007g72	detrital	0.637	0.014	0.082	0.001	0.27	0.0033	506.3	6.8	0.0583	0.0033	506.3	6.8	500.4	11.0	541.1	30.6	340	0.767	6.4	
FW2-007g73	detrital	3.103	0.074	0.251	0.005	0.53	0.0048	1441.6	27.0	0.0932	0.0048	1441.6	27.0	1433.4	34.2	1492.0	76.8	418	0.444	3.4	
FW2-007g74	detrital	2.269	0.069	0.208	0.004	0.22	0.0052	1215.5	24.0	0.0819	0.0052	1215.5	24.0	1202.7	36.6	1243.1	78.9	169	0.843	2.2	
FW2-007g75	detrital	1.796	0.069	0.176	0.004	0.35	0.0041	1045.6	26.1	0.0781	0.0041	1045.6	26.1	1044.0	40.1	1149.4	60.3	279	0.528	9.0	
FW2-007g76	detrital	3.130	0.120	0.249	0.007	0.58	0.0046	1432.8	37.4	0.0936	0.0046	1432.8	37.4	1440.1	55.2	1500.1	73.7	262	0.678	4.5	
FW2-007g77	detrital*	2.071	0.055	0.175	0.003	0.27	0.0047	1040.7	16.6	0.0887	0.0047	1040.7	16.6	1139.3	30.3	1397.7	74.1	196	0.323	25.5	
FW2-007g78	detrital	1.997	0.033	0.188	0.002	0.54	0.0042	1108.9	14.2	0.0787	0.0042	1108.9	14.2	1114.5	18.4	1164.6	62.2	512	0.205	4.8	

Grain	Interpretation	207		206		238		207		206		207Pb/235U		207Pb/206Pb		U (ppm)	Th/U	Disc (%)
		Pb/U	235	Pb/	206	238	U	2σ	ρ	Pb/	206	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)			
FW2-007g79	detrital	2.129	0.034	0.197	0.003	0.63	0.0810	0.0043	1158.1	16.5	1158.3	18.5	1221.4	64.8	592	0.475	5.2	
FW2-007g80	detrital	4.540	0.190	0.287	0.009	0.77	0.1145	0.0059	1628.5	51.6	1738.3	72.7	1872.0	96.5	346	0.179	13.0	
FW2-007g81	detrital	0.737	0.047	0.089	0.002	0.14	0.0601	0.0041	552.0	13.6	560.7	35.8	607.2	41.4	120	0.457	9.1	
FW2-007g82	detrital	2.304	0.042	0.206	0.003	0.26	0.0820	0.0044	1205.3	16.4	1213.5	22.1	1245.5	66.8	316	0.345	3.2	
FW2-007g83	detrital	2.320	0.072	0.205	0.005	0.26	0.0817	0.0047	1200.5	29.9	1218.4	37.8	1238.3	71.2	540	0.519	3.1	
FW2-007g84	detrital	0.616	0.023	0.077	0.001	0.13	0.0580	0.0039	478.8	7.5	487.3	18.2	529.8	35.6	128	0.495	9.6	
FW2-007g85	detrital*	0.831	0.031	0.088	0.002	0.38	0.0681	0.0040	544.3	9.3	614.2	22.9	871.6	51.2	187	0.660	37.6	
FW2-007g86	detrital	2.225	0.072	0.200	0.003	0.14	0.0810	0.0048	1174.2	19.4	1188.9	38.5	1221.4	72.4	94	1.754	3.9	
FW2-007g87	detrital	0.634	0.015	0.081	0.001	0.31	0.0570	0.0032	501.5	7.4	498.6	11.8	491.5	27.6	319	0.816	-2.0	
FW2-007g88	detrital	1.833	0.034	0.179	0.002	0.27	0.0737	0.0040	1061.0	10.7	1057.4	19.6	1033.3	56.1	243	1.575	-2.7	
FW2-007g89	detrital	4.977	0.056	0.213	0.004	0.15	0.0806	0.0046	1245.3	24.0	1235.7	29.1	1211.7	69.2	164	0.335	-2.8	
FW2-007g90	detrital	4.323	0.083	0.321	0.004	0.26	0.1113	0.0060	1796.1	20.7	1806.2	30.5	1820.8	98.2	198	0.815	1.4	
FW2-007g91	detrital	2.278	0.063	0.204	0.003	0.34	0.0813	0.0046	1194.6	19.4	1205.5	33.3	1228.7	69.5	122	0.894	2.8	
FW2-007g92	detrital	1.793	0.037	0.176	0.002	0.24	0.0744	0.0041	1042.3	13.1	1042.9	21.5	1052.3	58.0	145	1.244	0.9	
FW2-007g93	detrital	4.423	0.068	0.290	0.004	0.84	0.1100	0.0057	1643.5	20.9	1716.7	26.4	1799.4	93.2	556	0.590	8.7	
FW2-007g94	detrital*	3.356	0.089	0.180	0.003	0.54	0.1352	0.0076	1067.0	17.2	1494.2	39.6	2166.6	121.8	92	0.750	50.8	
FW2-007g95	detrital	0.615	0.020	0.077	0.001	0.23	0.0576	0.0037	477.6	6.2	486.7	15.8	514.6	33.1	334	0.732	7.2	
FW2-007g96	detrital	0.602	0.024	0.076	0.003	0.62	0.0587	0.0030	474.6	18.0	478.5	19.1	556.0	28.4	2199	0.841	14.6	
FW2-007g97	detrital*	0.697	0.029	0.078	0.001	0.77	0.0652	0.0037	481.8	6.8	537.0	22.3	780.8	44.3	261	0.648	38.3	
FW2-007g98	detrital	0.597	0.013	0.076	0.001	0.43	0.0570	0.0032	469.2	6.8	475.3	10.4	491.5	27.6	846	0.978	4.5	
FW2-007g99	detrital	2.706	0.065	0.229	0.004	0.56	0.0852	0.0046	1330.3	24.4	1330.1	32.0	1320.1	71.3	153	0.426	-0.8	
FW2-007g100	detrital	2.278	0.043	0.203	0.002	0.29	0.0812	0.0043	1193.6	10.6	1205.5	22.8	1226.3	64.9	204	0.794	2.7	
FW2-010g1	magmatic	0.339	0.015	0.048	0.002	0.30	0.0533	0.0024	301.6	9.4	296.4	13.1	341.6	15.4	655	0.431	11.7	
FW2-010g2	magmatic	0.334	0.015	0.048	0.002	0.49	0.0516	0.0021	299.8	10.1	292.6	13.1	267.7	10.9	510	0.420	-12.0	
FW2-010g3	magmatic	0.337	0.016	0.046	0.001	0.45	0.0528	0.0023	292.4	7.6	294.9	14.0	320.2	13.9	371	0.480	8.7	
FW2-010g4	magmatic	0.339	0.013	0.046	0.001	0.55	0.0545	0.0018	291.1	8.2	296.4	11.4	391.8	12.9	622	0.493	25.7	
FW2-010g5	magmatic	0.352	0.015	0.050	0.002	0.39	0.0522	0.0020	312.1	10.1	306.2	13.0	294.2	11.3	794	0.354	-6.1	
FW2-010g6	magmatic	0.373	0.016	0.049	0.002	0.19	0.0555	0.0025	309.6	9.4	321.9	13.8	432.4	19.5	306	0.389	28.4	
FW2-010g7	magmatic	0.356	0.017	0.049	0.002	0.51	0.0534	0.0022	309.0	13.2	309.2	14.8	345.8	14.2	407	0.665	10.7	
FW2-010g8	magmatic	0.347	0.015	0.049	0.002	0.55	0.0516	0.0020	306.5	10.7	302.5	13.1	267.7	10.4	541	0.556	-14.5	
FW2-010g9	magmatic	0.359	0.016	0.048	0.002	0.60	0.0538	0.0019	304.1	11.3	311.5	13.9	362.7	12.8	738	0.497	16.2	
FW2-010g10	magmatic	0.343	0.016	0.047	0.002	0.16	0.0535	0.0025	295.5	9.4	299.4	14.0	350.1	16.4	434	0.328	15.6	
FW2-010g11	magmatic	0.347	0.013	0.048	0.002	0.61	0.0537	0.0016	299.8	10.7	302.5	11.3	358.5	10.7	981	0.679	16.4	
FW2-010g12	magmatic	0.357	0.015	0.050	0.002	0.43	0.0536	0.0023	311.5	11.3	310.0	13.0	354.3	15.2	430	0.569	12.1	
FW2-011g1	magmatic	0.313	0.009	0.044	0.001	0.54	0.0517	0.0011	279.1	4.8	276.6	7.9	270.8	5.8	4610	0.182	-3.1	
FW2-011g2	magmatic	0.314	0.007	0.043	0.001	0.52	0.0530	0.0011	273.9	5.7	277.6	6.5	328.8	6.8	2064	0.301	16.7	
FW2-011g3	xenocryst	0.355	0.016	0.049	0.001	0.67	0.0529	0.0019	307.2	6.9	308.5	13.9	324.5	11.7	634	0.804	5.3	
FW2-011g5	magmatic	0.320	0.007	0.044	0.001	0.82	0.0529	0.0009	278.2	6.3	281.5	6.3	324.5	5.6	1936	0.385	14.3	



Appendix D - Zircon U-Pb data

Grain	Interpretation	207		206		238		ρ	207		206		238U		207Pb/235U		207Pb/206Pb		U (ppm)	Th/U	Disc (%)
		Pb/U	2σ	Pb/U	2σ	Pb/U	2σ		Pb/Pb	206	Pb/Pb	206	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ	Age (Ma)	2σ			
FW2-011g6	magmatic	0.332	0.013	0.044	0.001	0.56	0.001	0.0016	0.0551	0.0016	0.0016	276.7	6.9	291.1	11.4	416.3	12.1	1031	0.585	33.5	
FW2-011g7	common Pb	0.378	0.018	0.048	0.001	0.60	0.001	0.0019	0.0578	0.0019	0.0019	300.4	7.6	325.6	15.5	522.2	17.2	1450	0.526	42.5	
FW2-011g8	magmatic	0.318	0.006	0.044	0.001	0.46	0.001	0.0009	0.0530	0.0009	0.0009	275.5	4.9	280.1	5.2	326.7	5.4	3375	0.180	15.6	
FW2-011g9	xenocryst	0.350	0.009	0.048	0.001	0.71	0.001	0.0012	0.0536	0.0012	0.0012	302.7	5.7	304.8	7.7	354.3	7.9	1021	2.421	14.6	
FW2-011g10	xenocryst	0.364	0.018	0.048	0.001	0.28	0.001	0.0024	0.0551	0.0024	0.0024	304.9	5.9	315.2	15.6	416.3	18.1	436	0.971	26.7	
FW2-011g11	xenocryst	0.365	0.016	0.049	0.001	0.56	0.001	0.0020	0.0551	0.0020	0.0020	306.5	8.2	315.9	13.8	416.3	15.1	406	0.672	26.4	
FW2-011g13	magmatic	0.322	0.030	0.044	0.001	0.45	0.001	0.0017	0.0530	0.0017	0.0017	277.6	8.2	283.4	26.4	328.8	10.5	2350	2.198	15.6	
FW2-011g14	xenocryst	0.367	0.010	0.049	0.001	0.58	0.001	0.0013	0.0543	0.0013	0.0013	309.6	7.6	317.4	8.4	383.5	9.2	1147	0.828	19.3	
FW2-011g15	xenocryst	0.348	0.007	0.048	0.001	0.66	0.001	0.0010	0.0527	0.0010	0.0010	302.2	6.9	303.1	5.8	315.9	5.7	2960	0.149	4.3	
FW2-011g17	common Pb	0.446	0.031	0.051	0.001	0.48	0.001	0.0034	0.0644	0.0034	0.0034	317.6	8.2	374.5	26.0	754.8	39.8	374	0.650	57.9	
FW2-011g18	magmatic	0.333	0.017	0.044	0.001	0.68	0.001	0.0014	0.0556	0.0014	0.0014	276.2	7.6	291.6	14.9	436.4	11.0	2263	1.825	36.7	
FW2-011g19	magmatic	0.322	0.009	0.044	0.001	0.65	0.001	0.0013	0.0539	0.0013	0.0013	278.8	6.3	283.7	8.0	366.9	8.8	1750	0.776	24.0	
FW2-011g20	magmatic	0.318	0.010	0.044	0.001	0.12	0.001	0.0017	0.0521	0.0017	0.0017	278.9	5.7	280.1	8.8	289.8	9.5	805	0.591	3.7	
FW2-011g21	common Pb	0.378	0.007	0.049	0.001	0.47	0.001	0.0010	0.0557	0.0010	0.0010	310.9	5.5	325.9	6.0	440.4	7.9	1790	0.263	29.4	
FW2-011g22	common Pb	0.375	0.015	0.049	0.001	0.16	0.001	0.0021	0.0556	0.0021	0.0021	307.2	7.6	323.4	12.9	436.4	16.5	1304	1.259	29.6	
FW2-011g24	xenocryst	0.409	0.013	0.055	0.001	0.44	0.001	0.0014	0.0544	0.0014	0.0014	345.1	7.5	348.2	11.1	387.6	10.0	668	1.081	11.0	
FW2-011g25	magmatic	0.322	0.011	0.044	0.001	0.53	0.001	0.0014	0.0536	0.0014	0.0014	279.3	5.9	283.4	9.7	354.3	9.3	872	0.547	21.2	
FW2-011g26	magmatic	0.320	0.024	0.044	0.001	0.28	0.001	0.0019	0.0529	0.0019	0.0019	279.4	6.9	281.9	21.1	324.5	11.7	930	0.467	13.9	
FW2-011g27	common Pb	0.412	0.012	0.049	0.001	0.47	0.001	0.0016	0.0601	0.0016	0.0016	310.8	8.8	350.3	10.2	607.2	16.2	1492	0.879	48.8	
TCH-002g 090-1	xenocryst	0.660	0.039	0.075	0.003	0.72	0.003	0.0024	0.0631	0.0024	0.0024	464.4	18.0	514.6	30.4	711.6	27.1	509	0.111	34.7	
TCH-002g 090-2	xenocryst	1.525	0.093	0.155	0.003	0.39	0.003	0.0041	0.0732	0.0041	0.0041	927.3	20.4	940.5	57.4	1019.5	57.1	82	0.338	9.0	
TCH-002g 090-3	xenocryst	1.570	0.088	0.153	0.004	0.30	0.004	0.0040	0.0751	0.0040	0.0040	918.9	22.2	958.4	53.7	1071.2	57.1	126	0.496	14.2	
TCH-002g 091-4	rim	0.311	0.026	0.041	0.001	0.44	0.001	0.0047	0.0571	0.0047	0.0047	260.3	6.9	275.0	23.0	495.4	40.8	822	0.014	-	
TCH-002g 092-1	rim	0.303	0.024	0.042	0.001	0.28	0.001	0.0043	0.0545	0.0043	0.0043	264.0	8.2	268.7	21.3	391.8	30.9	390	0.007	-	
TCH-002g 092-2	rim	0.299	0.030	0.041	0.002	0.32	0.002	0.0046	0.0537	0.0046	0.0046	257.2	9.5	265.6	26.7	358.5	30.7	671	0.005	-	
TCH-002g 092-3	xenocryst	1.940	0.046	0.183	0.002	0.30	0.002	0.0018	0.0799	0.0018	0.0018	1081.2	12.4	1095.0	26.0	1194.5	26.9	739	0.354	9.5	
TCH-002g 092-4	xenocryst	1.903	0.072	0.180	0.003	0.37	0.003	0.0027	0.0784	0.0027	0.0027	1066.4	17.8	1082.1	40.9	1157.0	39.8	784	0.344	7.8	
TCH-003g 076-1	rim	0.311	0.045	0.040	0.002	0.00	0.002	0.0078	0.0545	0.0078	0.0078	254.7	10.7	275.0	39.8	391.8	56.1	750	0.006	-	
TCH-003g 076-3	xenocryst	1.760	0.110	0.168	0.005	0.48	0.005	0.0041	0.0750	0.0041	0.0041	1001.6	26.8	1030.8	64.4	1068.5	58.4	262	0.191	6.3	
TCH-003g 076-4	xenocryst	1.670	0.110	0.164	0.004	0.22	0.004	0.0049	0.0741	0.0049	0.0049	980.6	23.9	997.2	65.7	1044.2	69.0	188	0.110	6.1	
TCH-003g 076-5	xenocryst	1.642	0.061	0.164	0.003	0.40	0.003	0.0024	0.0708	0.0024	0.0024	976.8	18.5	986.5	36.6	951.6	32.3	102	0.172	-2.6	
TCH-003g 077-1	rim	0.333	0.040	0.042	0.002	0.00	0.002	0.0072	0.0568	0.0072	0.0072	265.2	11.4	291.9	35.1	483.8	61.3	164	0.009	-	
TCH-003g 077-2	rim	0.287	0.023	0.042	0.001	0.20	0.001	0.0036	0.0486	0.0036	0.0036	264.0	6.9	256.2	20.5	128.6	9.5	142	0.006	-	
TCH-003g 077-3	xenocryst	0.894	0.096	0.103	0.003	0.29	0.003	0.0068	0.0642	0.0068	0.0068	633.7	19.0	648.5	69.6	748.2	79.3	39	0.249	15.3	
TCH-003g 077-4	xenocryst	0.900	0.110	0.104	0.004	0.05	0.004	0.0079	0.0600	0.0079	0.0079	637.2	22.7	651.7	79.7	603.6	79.5	23	0.179	-5.6	
TCH-003g 079-2	xenocryst	2.066	0.099	0.194	0.003	0.17	0.003	0.0038	0.0765	0.0038	0.0038	1141.4	20.0	1137.6	54.5	1108.2	55.0	49	0.455	-3.0	
TCH-003g 079-3	xenocryst	2.020	0.085	0.189	0.004	0.14	0.004	0.0033	0.0754	0.0033	0.0033	1114.3	20.7	1122.3	47.2	1079.2	47.2	55	0.448	-3.3	
TCH-003g 080-1	mixture	0.326	0.018	0.046	0.001	0.06	0.001	0.0029	0.0503	0.0029	0.0029	287.7	4.7	286.5	15.8	208.9	12.0	176	0.040	-37.7	
TCH-003g 080-2	xenocryst	0.712	0.038	0.087	0.002	0.19	0.002	0.0031	0.0575	0.0031	0.0031	540.1	9.3	545.9	29.1	510.8	27.5	98	0.387	-5.8	





Grain	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	$\rho$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	Age (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	Age (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$2\sigma$
TCH-001g1	0.302	0.017	0.042	0.002	0.46	0.0516	0.0029	0.0134	0.00074	262.7	12.0	268.0	15.1	267.7	15.0	267.7	15.0	268.8	14.9
TCH-001g2	0.293	0.017	0.041	0.002	0.33	0.0508	0.0031	0.0128	0.00054	260.3	10.1	260.9	15.1	231.8	14.1	257.9	10.8	257.9	10.8
TCH-001g3	0.311	0.017	0.042	0.002	0.42	0.0534	0.0029	0.0135	0.00056	265.2	10.7	275.0	15.0	345.8	18.8	271.6	11.2	271.6	11.2
TCH-001g4	0.299	0.014	0.041	0.002	0.42	0.0530	0.0025	0.0132	0.00039	258.3	9.5	265.6	12.4	328.8	15.5	265.5	7.8	265.5	7.8
TCH-001g5	0.292	0.012	0.040	0.001	0.44	0.0524	0.0024	0.0129	0.00044	255.8	8.8	260.1	10.7	302.9	13.9	258.1	8.8	258.1	8.8
TCH-001g6	0.301	0.013	0.041	0.001	0.51	0.0530	0.0024	0.0131	0.00041	258.8	8.8	266.8	11.5	328.8	14.9	262.3	8.2	262.3	8.2
TCH-001g7	0.292	0.016	0.041	0.002	0.45	0.0519	0.0029	0.0129	0.00050	258.4	10.7	260.1	14.3	281.0	15.7	258.9	10.0	258.9	10.0
TCH-001g8	0.293	0.017	0.042	0.002	0.39	0.0508	0.0028	0.0139	0.00053	265.2	10.7	260.9	15.1	231.8	12.8	279.0	10.6	279.0	10.6
TCH-001g9	0.301	0.015	0.042	0.002	0.34	0.0511	0.0028	0.0129	0.00053	267.1	10.1	267.2	13.3	245.3	13.4	259.7	10.6	259.7	10.6
TCH-001g10	0.302	0.017	0.042	0.002	0.34	0.0520	0.0029	0.0133	0.00049	266.1	9.5	268.0	15.1	285.4	15.9	267.1	9.8	267.1	9.8
TCH-001g11	0.290	0.014	0.041	0.002	0.36	0.0509	0.0027	0.0137	0.00052	259.0	9.5	258.6	12.5	236.3	12.5	274.0	10.4	274.0	10.4
TCH-001g12	0.294	0.013	0.043	0.002	0.48	0.0498	0.0023	0.0137	0.00046	269.1	9.5	261.9	11.6	185.7	8.6	274.2	9.2	274.2	9.2
TCH-001g13	0.272	0.011	0.040	0.001	0.36	0.0494	0.0023	0.0131	0.00048	252.5	8.8	244.3	9.9	166.9	7.8	262.7	9.6	262.7	9.6
TCH-001g14	0.291	0.013	0.041	0.001	0.47	0.0511	0.0024	0.0128	0.00049	259.3	8.8	259.7	11.6	245.3	11.5	257.5	9.8	257.5	9.8
TCH-001g15	0.277	0.012	0.040	0.001	0.32	0.0501	0.0024	0.0128	0.00044	255.3	8.2	248.4	10.8	199.6	9.6	256.7	8.8	256.7	8.8
TCH-001g16	0.290	0.012	0.041	0.001	0.53	0.0508	0.0023	0.0132	0.00043	261.6	8.8	258.5	10.7	231.8	10.5	264.9	8.6	264.9	8.6
TCH-001g17	0.296	0.016	0.041	0.002	0.37	0.0521	0.0031	0.0129	0.00051	259.6	10.1	263.3	14.2	289.8	17.2	259.9	10.2	259.9	10.2
TCH-001g18	0.297	0.012	0.042	0.001	0.42	0.0514	0.0023	0.0134	0.00042	266.1	8.8	263.9	10.7	258.8	11.6	269.8	8.4	269.8	8.4
TCH-001g19	0.299	0.013	0.042	0.002	0.71	0.0514	0.0022	0.0129	0.00042	266.4	9.5	265.3	11.6	258.8	11.1	259.9	8.4	259.9	8.4
TCH-001g20	0.308	0.012	0.043	0.001	0.25	0.0522	0.0024	0.0133	0.00041	269.4	8.8	272.8	10.6	294.2	13.5	266.1	8.2	266.1	8.2
TCH-001g21	0.295	0.013	0.042	0.001	0.46	0.0518	0.0024	0.0127	0.00048	265.1	8.8	262.3	11.6	276.6	12.8	255.7	9.6	255.7	9.6
TCH-002g1	0.304	0.012	0.043	0.002	0.50	0.0521	0.0023	0.0132	0.00040	268.7	9.5	269.5	10.6	289.8	12.8	265.3	8.0	265.3	8.0
TCH-002g2	0.295	0.012	0.041	0.001	0.40	0.0514	0.0022	0.0128	0.00039	261.7	8.8	262.3	10.7	258.8	11.1	256.3	7.8	256.3	7.8
TCH-002g3	0.293	0.011	0.041	0.001	0.40	0.0509	0.0022	0.0130	0.00038	261.7	8.8	261.2	9.8	236.3	10.2	260.7	7.6	260.7	7.6
TCH-002g4	0.300	0.012	0.042	0.002	0.50	0.0511	0.0023	0.0133	0.00041	266.1	9.5	266.1	10.7	245.3	11.0	266.3	8.2	266.3	8.2
TCH-002g5	0.316	0.019	0.044	0.002	0.67	0.0522	0.0029	0.0126	0.00055	279.4	13.2	278.8	16.8	294.2	16.3	253.7	11.0	253.7	11.0
TCH-002g6	0.298	0.013	0.042	0.001	0.42	0.0511	0.0023	0.0129	0.00039	265.4	8.8	264.8	11.6	245.3	11.0	258.3	7.8	258.3	7.8
TCH-002g7	0.294	0.011	0.042	0.001	0.49	0.0514	0.0022	0.0130	0.00041	266.9	8.8	261.9	9.8	258.8	11.1	261.5	8.2	261.5	8.2
TCH-002g8	0.293	0.014	0.041	0.002	0.25	0.0520	0.0027	0.0130	0.00046	256.6	9.5	260.9	12.5	285.4	14.8	260.3	9.2	260.3	9.2
TCH-002g9	0.297	0.014	0.043	0.002	0.55	0.0507	0.0024	0.0130	0.00051	268.6	9.5	264.1	12.4	227.2	10.8	261.5	10.2	261.5	10.2
TCH-002g10	0.289	0.011	0.041	0.001	0.48	0.0513	0.0021	0.0129	0.00040	259.3	8.2	257.8	9.8	254.3	10.4	259.9	8.0	259.9	8.0
TCH-002g11	0.288	0.011	0.041	0.001	0.44	0.0519	0.0022	0.0127	0.00038	256.6	8.2	257.0	9.8	281.0	11.9	255.5	7.6	255.5	7.6
TCH-002g12	0.288	0.011	0.041	0.001	0.45	0.0510	0.0022	0.0133	0.00040	260.6	8.2	257.2	9.8	240.8	10.4	266.3	8.0	266.3	8.0
TCH-002g13	0.292	0.012	0.041	0.001	0.24	0.0515	0.0023	0.0127	0.00041	259.5	8.2	260.3	10.7	263.3	11.8	254.7	8.2	254.7	8.2
TCH-002g14	0.294	0.011	0.043	0.001	0.36	0.0505	0.0022	0.0134	0.00041	268.8	8.8	261.3	9.8	218.1	9.5	268.6	8.2	268.6	8.2
TCH-002g15	0.301	0.012	0.042	0.001	0.49	0.0517	0.0022	0.0131	0.00043	265.3	8.8	267.1	10.7	272.2	11.6	263.7	8.6	263.7	8.6
TCH-003g1	0.308	0.023	0.043	0.002	0.35	0.0525	0.0039	0.0135	0.00059	268.3	13.3	272.6	20.4	307.2	22.8	270.4	11.8	270.4	11.8
TCH-003g2	0.303	0.015	0.042	0.002	0.47	0.0528	0.0026	0.0131	0.00044	265.5	9.5	268.7	13.3	320.2	15.8	262.1	8.8	262.1	8.8
TCH-003g3	0.304	0.015	0.042	0.002	0.26	0.0524	0.0030	0.0129	0.00047	267.1	10.7	269.5	13.3	302.9	17.3	258.9	9.4	258.9	9.4
TCH-003g4	0.299	0.016	0.042	0.002	0.50	0.0502	0.0026	0.0129	0.00045	267.7	10.1	265.6	14.2	204.3	10.6	258.9	9.0	258.9	9.0

Appendix E - Monazite U-Pb data

Grain	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	$\rho$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$2\sigma$
TCH-003g5	0.315	0.016	0.043	0.002	0.49	0.0535	0.0027	0.0132	0.00049	270.2	12.0	278.0	14.1	350.1	17.7	265.1	9.8
TCH-003g6	0.307	0.016	0.042	0.002	0.53	0.0522	0.0026	0.0130	0.00043	267.7	12.6	271.9	14.2	294.2	14.7	261.5	8.6
TCH-003g7	0.302	0.013	0.043	0.002	0.50	0.0509	0.0023	0.0136	0.00046	271.4	10.1	267.6	11.5	236.3	10.7	272.4	9.2
TCH-003g8	0.302	0.014	0.043	0.002	0.47	0.0524	0.0026	0.0133	0.00046	270.2	11.4	268.0	12.4	302.9	15.0	267.3	9.2
TCH-003g9	0.296	0.013	0.042	0.002	0.39	0.0516	0.0025	0.0130	0.00040	263.4	10.7	263.4	11.6	267.7	13.0	260.3	8.0
TCH-003g10	0.307	0.015	0.043	0.002	0.50	0.0519	0.0027	0.0133	0.00047	272.0	12.0	271.9	13.3	281.0	14.6	267.1	9.4
TCH-003g11	0.300	0.017	0.041	0.002	0.54	0.0519	0.0030	0.0126	0.00053	260.9	13.3	266.4	15.1	281.0	16.2	253.3	10.6
TCH-003g12	0.295	0.016	0.043	0.002	0.64	0.0513	0.0026	0.0134	0.00050	270.2	13.3	262.5	14.2	254.3	12.9	268.8	10.0
TCH-003g13	0.310	0.015	0.043	0.002	0.51	0.0522	0.0025	0.0135	0.00044	271.4	12.0	274.2	13.3	294.2	14.1	271.4	8.8
TCH-003g14	0.311	0.019	0.044	0.002	0.52	0.0524	0.0029	0.0133	0.00049	277.0	13.9	275.0	16.8	302.9	16.8	266.3	9.8
TCH-003g15	0.319	0.019	0.043	0.002	0.56	0.0540	0.0029	0.0139	0.00049	268.9	13.9	281.1	16.7	371.0	19.9	279.8	9.8
TCH-003g16	0.294	0.016	0.041	0.002	0.59	0.0529	0.0027	0.0128	0.00041	257.2	12.0	261.7	14.2	324.5	16.6	256.3	8.2
TCH-003g17	0.299	0.016	0.043	0.002	0.50	0.0505	0.0027	0.0134	0.00047	270.8	12.6	265.6	14.2	218.1	11.7	269.2	9.4
TCH-003g18	0.312	0.019	0.042	0.002	0.58	0.0532	0.0028	0.0133	0.00054	265.2	13.3	275.7	16.8	337.3	17.8	266.3	10.8
TCH-003g19	0.305	0.015	0.042	0.002	0.50	0.0510	0.0025	0.0135	0.00049	267.7	12.0	270.3	13.3	240.8	11.8	271.2	9.8
TCH-003g20	0.301	0.013	0.042	0.002	0.58	0.0523	0.0024	0.0128	0.00040	264.6	11.4	267.0	11.5	298.5	13.7	256.1	8.0
TCH-003g21	0.306	0.016	0.043	0.002	0.57	0.0505	0.0025	0.0133	0.00046	273.3	12.6	271.1	14.2	218.1	10.8	266.1	9.2
TCH-003g22	0.313	0.019	0.043	0.002	0.42	0.0536	0.0033	0.0137	0.00050	271.4	13.9	276.5	16.8	354.3	21.8	275.8	10.0
TCH-003g23	0.310	0.021	0.043	0.003	0.34	0.0539	0.0040	0.0134	0.00063	273.3	16.4	274.2	18.6	366.9	27.2	268.0	12.6
TCH-003g24	0.323	0.018	0.043	0.002	0.55	0.0556	0.0029	0.0136	0.00047	272.0	14.5	284.2	15.8	436.4	22.8	272.6	9.4
TCH-003g25	0.311	0.020	0.043	0.002	0.60	0.0525	0.0030	0.0140	0.00053	272.6	15.1	275.0	17.7	307.2	17.6	281.8	10.6
TCH-003g26	0.310	0.017	0.042	0.003	0.55	0.0548	0.0034	0.0139	0.00063	262.7	15.8	274.2	15.0	404.1	25.1	279.8	12.6
TCH-003g27	0.311	0.018	0.042	0.002	0.55	0.0526	0.0031	0.0133	0.00052	265.8	14.5	275.0	15.9	311.6	18.4	267.6	10.4
TCH-003g28	0.288	0.015	0.041	0.002	0.55	0.0505	0.0026	0.0123	0.00042	257.8	12.0	257.0	13.4	218.1	11.2	246.7	8.4
TCH-003g29	0.301	0.016	0.043	0.002	0.46	0.0512	0.0028	0.0131	0.00048	268.3	13.3	267.2	14.2	249.8	13.7	263.1	9.6
TCH-003g30	0.286	0.015	0.040	0.002	0.32	0.0525	0.0029	0.0125	0.00045	254.1	10.1	255.4	13.4	307.2	17.0	251.5	9.0
TCH-003g31	0.291	0.017	0.042	0.002	0.46	0.0504	0.0029	0.0132	0.00045	266.5	12.6	259.3	15.2	213.5	12.3	265.1	9.0
TCH-003g32	0.290	0.013	0.041	0.002	0.53	0.0508	0.0024	0.0125	0.00042	261.9	9.5	258.6	11.6	231.8	10.9	250.3	8.4
TCH-003g33	0.315	0.018	0.043	0.002	0.83	0.0521	0.0027	0.0131	0.00056	270.2	12.6	278.0	15.9	289.8	15.0	262.7	11.2
TCH-003g34	0.310	0.014	0.043	0.002	0.56	0.0521	0.0024	0.0132	0.00041	268.3	10.1	274.2	12.4	289.8	13.3	264.9	8.2
TCH-003g35	0.301	0.021	0.042	0.002	0.65	0.0521	0.0032	0.0131	0.00055	265.2	14.5	267.2	18.6	289.8	17.8	262.1	11.0
TCH-003g36	0.302	0.018	0.042	0.002	0.41	0.0529	0.0031	0.0135	0.00051	265.8	13.3	268.0	16.0	324.5	19.0	271.2	10.2
TCH-003g37	0.309	0.014	0.043	0.002	0.46	0.0524	0.0025	0.0134	0.00045	270.2	11.4	273.4	12.4	302.9	14.5	269.8	9.0
TCH-003g38	0.299	0.017	0.044	0.002	0.24	0.0512	0.0034	0.0134	0.00049	275.1	12.0	265.6	15.1	249.8	16.6	269.2	9.8
TCH-003g39	0.298	0.023	0.041	0.002	0.35	0.0520	0.0040	0.0123	0.00071	260.3	13.9	264.8	20.4	285.4	22.0	247.3	14.3
TCH-003g40	0.304	0.014	0.042	0.002	0.41	0.0519	0.0025	0.0132	0.00043	268.1	9.5	269.5	12.4	281.0	13.5	265.5	8.6
TCH-003g41	0.310	0.017	0.043	0.002	0.31	0.0536	0.0032	0.0131	0.00045	273.9	12.0	274.2	15.0	354.3	21.2	262.5	9.0
TCH-003g42	0.300	0.014	0.043	0.002	0.51	0.0510	0.0024	0.0128	0.00050	268.9	10.7	266.4	12.4	240.8	11.3	257.9	10.0
TCH-003g43	0.300	0.018	0.041	0.002	0.64	0.0544	0.0028	0.0123	0.00051	259.0	12.0	266.4	16.0	387.6	20.0	247.7	10.2
TCH-003g44	0.298	0.015	0.043	0.002	0.37	0.0519	0.0028	0.0136	0.00045	269.5	12.0	264.8	13.3	281.0	15.2	273.8	9.0
TCH-003g45	0.296	0.016	0.041	0.002	0.45	0.0510	0.0028	0.0130	0.00045	260.9	11.4	263.3	14.2	240.8	13.2	260.5	9.0
TCH-003g46	0.292	0.015	0.041	0.002	0.58	0.0519	0.0025	0.0125	0.00042	258.4	11.4	260.1	13.4	281.0	13.5	250.1	8.4



Appendix E - Monazite U-Pb data

Grain	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\sigma$	$\rho$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Age (Ma)	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Age (Ma)	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Age (Ma)	$2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	Age (Ma)	$2\sigma$
TCH-003g47	0.303	0.019	0.043	0.002	0.49	0.0516	0.0029	0.0130	0.00046	270.2	13.3	268.7	16.9	267.7	15.0	267.7	15.0	260.7	9.2	260.7	9.2
TCH-003g48	0.305	0.016	0.043	0.002	0.57	0.0521	0.0026	0.0133	0.00048	273.3	11.4	270.3	14.2	289.8	14.5	289.8	14.5	266.3	9.6	266.3	9.6
TCH-003g49	0.291	0.013	0.042	0.002	0.57	0.0506	0.0024	0.0129	0.00041	262.1	10.7	259.0	11.6	222.6	10.6	222.6	10.6	258.3	8.2	258.3	8.2
TCH-003g50	0.312	0.016	0.042	0.002	0.44	0.0533	0.0027	0.0133	0.00047	267.1	10.1	275.7	14.1	341.6	17.3	341.6	17.3	266.5	9.4	266.5	9.4
TCH-003g51	0.304	0.015	0.044	0.002	0.62	0.0508	0.0024	0.0131	0.00050	277.6	11.4	269.5	13.3	231.8	10.9	231.8	10.9	262.5	10.0	262.5	10.0
TCH-003g52	0.311	0.024	0.043	0.002	0.31	0.0525	0.0043	0.0131	0.00055	273.9	12.0	275.0	21.2	307.2	25.2	307.2	25.2	262.1	11.0	262.1	11.0
TCH-003g53	0.295	0.013	0.042	0.002	0.42	0.0516	0.0025	0.0125	0.00046	263.4	10.1	262.2	11.6	267.7	13.0	267.7	13.0	251.7	9.2	251.7	9.2
TCH-003g54	0.312	0.014	0.043	0.002	0.43	0.0531	0.0027	0.0128	0.00045	269.5	10.7	275.7	12.4	333.1	16.9	333.1	16.9	257.5	9.0	257.5	9.0
TCH-003g55	0.291	0.013	0.040	0.001	0.49	0.0522	0.0024	0.0124	0.00039	255.7	8.8	259.4	11.6	294.2	13.5	294.2	13.5	249.5	7.8	249.5	7.8
TCH-003g56	0.303	0.014	0.043	0.002	0.27	0.0517	0.0026	0.0132	0.00048	268.9	10.1	268.6	12.4	272.2	13.7	272.2	13.7	264.1	9.6	264.1	9.6
TCH-003g57	0.304	0.016	0.042	0.002	0.35	0.0522	0.0029	0.0130	0.00044	267.7	10.1	269.5	14.2	294.2	16.3	294.2	16.3	260.7	8.8	260.7	8.8
TCH-003g58	0.297	0.015	0.043	0.002	0.44	0.0513	0.0027	0.0128	0.00052	268.9	10.7	264.1	13.3	254.3	13.4	254.3	13.4	257.7	10.4	257.7	10.4
TCH-007g1	0.303	0.014	0.042	0.002	0.49	0.0521	0.0026	0.0135	0.00045	267.7	10.1	268.7	12.4	289.8	14.5	289.8	14.5	270.6	9.0	270.6	9.0
TCH-007g2	0.314	0.012	0.043	0.002	0.30	0.0529	0.0024	0.0129	0.00044	270.5	9.5	276.9	10.6	324.5	14.7	324.5	14.7	259.9	8.8	259.9	8.8
TCH-007g3	0.297	0.014	0.042	0.002	0.43	0.0508	0.0025	0.0129	0.00041	264.0	10.1	264.1	12.4	231.8	11.4	231.8	11.4	258.1	8.2	258.1	8.2
TCH-007g4	0.284	0.013	0.041	0.002	0.38	0.0507	0.0026	0.0127	0.00045	259.0	10.7	253.8	11.6	227.2	11.7	227.2	11.7	254.9	9.0	254.9	9.0
TCH-007g5	0.289	0.019	0.041	0.002	0.62	0.0505	0.0027	0.0130	0.00066	261.5	12.6	257.8	16.9	218.1	11.7	218.1	11.7	260.5	13.3	260.5	13.3
TCH-007g6	0.288	0.012	0.041	0.001	0.29	0.0514	0.0024	0.0128	0.00038	257.2	8.8	256.9	10.7	258.8	12.1	258.8	12.1	256.1	7.6	256.1	7.6
TCH-007g7	0.290	0.014	0.042	0.002	0.37	0.0508	0.0026	0.0131	0.00047	263.4	9.5	258.6	12.5	231.8	11.9	231.8	11.9	263.3	9.4	263.3	9.4
TCH-007g8	0.315	0.014	0.043	0.002	0.38	0.0532	0.0026	0.0131	0.00045	268.3	10.1	278.0	12.4	337.3	16.5	337.3	16.5	263.1	9.0	263.1	9.0
TCH-007g9	0.294	0.012	0.041	0.001	0.42	0.0523	0.0023	0.0124	0.00037	256.5	8.2	261.9	10.7	298.5	13.1	298.5	13.1	249.3	7.4	249.3	7.4
TCH-007g10	0.290	0.012	0.041	0.001	0.22	0.0516	0.0024	0.0123	0.00038	256.9	8.8	258.9	10.7	267.7	12.5	267.7	12.5	247.9	7.6	247.9	7.6
TCH-007g11	0.307	0.012	0.042	0.001	0.41	0.0527	0.0023	0.0131	0.00040	267.1	8.8	271.7	10.6	315.9	13.8	315.9	13.8	262.3	8.0	262.3	8.0
TCH-007g12	0.296	0.013	0.041	0.001	0.39	0.0523	0.0024	0.0128	0.00039	256.9	8.2	263.0	11.6	298.5	13.7	298.5	13.7	256.3	7.8	256.3	7.8
TCH-007g13	0.304	0.012	0.042	0.001	0.34	0.0522	0.0024	0.0135	0.00044	263.4	8.8	269.7	10.6	294.2	13.5	294.2	13.5	270.0	8.8	270.0	8.8
TCH-007g14	0.310	0.015	0.042	0.002	0.30	0.0543	0.0029	0.0132	0.00051	264.6	10.1	274.2	13.3	383.5	20.5	383.5	20.5	264.3	10.2	264.3	10.2
TCH-007g15	0.295	0.012	0.042	0.001	0.62	0.0515	0.0022	0.0130	0.00039	262.7	8.2	262.3	10.7	263.3	11.2	263.3	11.2	260.7	7.8	260.7	7.8
TCH-007g16	0.307	0.012	0.043	0.001	0.14	0.0521	0.0023	0.0133	0.00040	269.1	8.8	272.0	10.6	289.8	12.8	289.8	12.8	267.4	8.0	267.4	8.0
TCH-007g17	0.301	0.014	0.042	0.001	0.08	0.0518	0.0028	0.0132	0.00043	263.4	8.8	267.2	12.4	276.6	15.0	276.6	15.0	265.9	8.6	265.9	8.6
TCH-007g18	0.293	0.014	0.040	0.001	0.20	0.0528	0.0028	0.0131	0.00046	254.8	8.8	260.9	12.5	320.2	17.0	320.2	17.0	262.3	9.2	262.3	9.2
TCH-007g19	0.315	0.015	0.042	0.001	0.15	0.0536	0.0028	0.0135	0.00058	265.7	8.8	278.0	13.2	354.3	18.5	354.3	18.5	271.8	11.6	271.8	11.6
TCH-007g20	0.300	0.014	0.041	0.001	0.41	0.0524	0.0025	0.0130	0.00047	260.3	8.8	266.4	12.4	302.9	14.5	302.9	14.5	260.3	9.4	260.3	9.4
TCH-007g21	0.304	0.017	0.041	0.001	0.18	0.0533	0.0030	0.0129	0.00054	258.8	8.2	269.5	15.1	341.6	19.2	341.6	19.2	258.7	10.8	258.7	10.8
TCH-007g22	0.302	0.012	0.043	0.002	0.43	0.0522	0.0024	0.0133	0.00041	268.4	9.5	267.6	10.6	294.2	13.5	294.2	13.5	266.9	8.2	266.9	8.2
TCH-007g23	0.300	0.013	0.042	0.001	0.42	0.0517	0.0023	0.0129	0.00042	262.2	8.8	266.2	11.5	272.2	12.1	272.2	12.1	258.9	8.4	258.9	8.4
TCH-007g24	0.306	0.012	0.042	0.001	0.37	0.0531	0.0023	0.0133	0.00042	264.4	8.2	271.0	10.6	333.1	14.4	333.1	14.4	267.6	8.4	267.6	8.4